

М-О**Содержание:**

Мазарович А.О. АКТУ АЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА	1205
Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. НОВЕЙШИЕ ПЕРИОРОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	1209
Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ	1215
Малиновский А.И. РАННЕМЕЛОВОЙ ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН (СИХОТЭ-АЛИНЬ) - ФРАГМЕНТ БАССЕЙНА, СВЯЗАННОГО С ОБСТАНОВКАМИ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	1221
Малышев С.В., Худолей А.К., Ершова В.Б. Sm-Nd СИСТЕМАТИКА НИЖНЕЮРСКИХ – ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА СКАЛИСТЫХ ГОР	1225
Маринова Ю.Г. ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА	1227
Мацапулин В.У., Исаков. С.И., Юсупов А.Р. НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНА	1230
Медведев П.В., Медведева Е.П. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР	1234
Межеловский А.Д. ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)	1238
Мелихов В.Р., Лыгин И.В. НЕИНВЕРСИОННАЯ ПРИРОДА ПОЛОСОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ	1241
Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Съедин В.Т. МОРФОТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ	1244
Мельцер М.Л. ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	1249
Меньшина Г.Ф. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН	1253
Мерцалов И.М. ГЛУБИННЫЕ ГИДРОСИСТЕМЫ - СЕПАРАТОРЫ ЛИТОФОБНЫХ ВЕЩЕСТВ	1255
Мерцалов И. М. ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ БИОСФЕРЫ	1259
Минц М.В. ОБЪЕМНАЯ ТЕКТОНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА : СИНТЕЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАРТИН СЕЙСМИЧЕСКИХ ОТРАЖЕНИЙ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТРАВЕРСОВ	1264
Минц М.В. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА	1270

Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Николаев Ю.Н. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛЕВОГО РЕНТГЕН-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА NITON XL3T900 ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ	1275
Митрохин А.Н. СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ СИЛИНСКОГО МОНЦОНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА (КРР)	1279
Михальский Е.В. РЕЙНЕРИДЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРИРОДА И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ ДОКЕМБРИЯ	1285
Моргунова А.А., Перчук А. Л. ДВА ТИПА ЭКЛОГИТОВ В ГРИДИНСКОМ ВЫСОКОБАРНОМ КОМПЛЕКСЕ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ): ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ	1290
Мордвинцев О.П., Мордвинцев Д.О. ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ «ПОПЕРЕЧНЫЕ» ФЛЕКСУРНО-РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ: ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ЗАЛОЖЕНИЯ	1293
Мороз Е.А. НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА	1298
Нагорная Е. В., Котова М. С. ТЕННАНТИТ-ТЕТРАЭДРИТ РУДНОГО ПОЛЯ НАХОДКА, ЧУКОТКА	1300
Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. СТРУКТУРИРОВАНИЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА	1304
Некрасов А.И. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА	1309
Нелюбин В.В., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИЛАПТЕВОМОРЬЯ	1314
Ненахов В.М., Гончарова Л.В., Бондаренко С.В. О РОЛИ МАНТИЙНО-КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ И ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ	1317
Никишин В.А., Малышев. Н.А., Обметко В.В. ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ	1322
Никишин В.А., Малышев. Н.А., Обметко В.В. СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ РИФТОВ ЮЖНО-КАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА	1326
Николаев Ю.Н. ОЦЕНКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК	1330
Никонов А.А. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО АКТУОТЕКТОНИКЕ	1336
Нилов С.П., Войтенко В.Н. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЧАСТКА КОПЫЛОВСКИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОГО РАЗРЕЗА ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ БОДАЙБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ	1342
Носова А.А. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО И ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	1345

Нургалиева Н.Г., Габдрахманов Р.Р., Хасанова Н.М. ВАРИАЦИИ ПАРАМАГНИТНЫХ МЕТОК ПО РАЗРЕЗУ УРЖУМСКОГО ЯРУСА	1350
Обухов А.Н., Обухова М.А. ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА - НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ	1353
Озерова Н.А. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТОНОСНЫХ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	1358
Осипова Е.Б. МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ, АСТЕНОСФЕРЫ И ПОДАСТЕНОСФЕРНОЙ МАНТИИ	1364
Осипова Е.Б. МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ЭФФЕКТОВ ЕДИНОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР	1369
Осипова Е.Б. МОДЕЛИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ЗАПАДНО- ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА	1375

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА**Мазарович А.О.**

*Учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(amazarovich@yandex.ru)*

В настоящий момент происходит активное развитие геолого-геофизических работ в Мировом океане многими странами. Они направлены на определение границ шельфов и изучение минерально-сырьевого потенциала как шельфа, так и абиссали. Для обеспечения решения вышеуказанных задач проводится планомерная политика по закладке или приобретению новых судов, развитию техники для подводных работ на любых глубинах, созданию хранилищ для образцов и кернов, а также электронных базы данных.

Состояние Мирового научного флота. Многие страны, помимо ведущих держав, приобретают хорошо оснащенные научно-исследовательские суда, способные проводить многолучевое эхолотирование, все виды геофизических работ, а также опробование осадочного чехла и коренных пород. Наметилось стремление к приобретению буровых судов, включая ледоколы, а также обитаемых и необитаемых подводных аппаратов. Как пример, можно привести европейский проект «Aurora Borealis» по строительству ледокола с одноименным названием. Он предназначен для бурения в арктических условиях при глубинах до 5000 м и с проектируемой глубиной забоя до 1000 м (<http://gcaptain.com/maritime/blog/>)

Положение России в области изучения геологии океанов и морей можно оценить как катастрофическое. Количество экспедиционных исследований на российских судах в Мировом океане близко к нулю. Отметим существенное отставание в области обработки цифровых данных, плачевное состояние материально-технической базы и научно-исследовательских судов. Исходя из сказанного можно утверждать, что в настоящий момент Россия потеряла право участия в «Клубе держав, изучающих

геологию Мирового океана», опустившись до уровня отсталых стран Третьего Мира.

Внутриплитные деформации. Постулат о жесткости литосферных плит прочно вошел в сознание геологической общественности. Деформации океанической коры признаются только для ряда мест Мирового океана (например - южнее Бенгальского залива). Представляется, что имеется ряд причин, которые обуславливают устойчивость этого тезиса. Во-первых, главное направление работ в глубоководной части океана в течение 20 лет было сосредоточено в пределах срединно-океанических хребтов, а точнее, в районах рифтовых зон, т.е. в тех районах океана, где осадочный чехол отсутствует или имеет минимальные мощности. Вместе с тем, именно он чутко реагирует на изменение геодинамических условий. Во-вторых, признание жесткости литосферы облегчает математическое моделирование, которое проводится на компьютерах. Последнее часто приводит к увлечению программными эффектами, а не к пониманию природной сути процессов в океанической коре.

Напомним, что любого сорта нарушения, установленные вне пределов границ плит, относят к классу внутриплитных деформаций. Выявлению таких явлений или проблеме их возникновения посвящен ряд работ [например, 3, 4, 5, 6, 7 и ряд других]. Вместе с тем, общая классификация типов деформаций не проведена, что в значительной мере затрудняет понимание структурной эволюции океанского дна. До сих пор невозможно провести достоверную оценку масштабности этих процессов.

В ходе экспедиционных исследований ГИН РАН на НИС «Академик Николай Страхов» были получены данные, которые свидетельствуют о том, что океаническая

кора подвержена деформациям на разных уровнях. Основными структурами, которые устанавливаются сейсмическими и акустическими методами представляются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров. Применение комплекса геолого-геофизических методов в сочетании с многолучевым эхолотированием позволяет устанавливать также целый ряд дополнительных структур: разломы с разными простираниями, пересекающимися трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд).

Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов. Они известны на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, в пределах зон трансформных разломов, а также на асейсмичных поднятиях (Сьерра-Леоне и Китовый хребет). Анализ их развития показывает, что не могут быть объяснены единой универсальной моделью, связывающей их появление в результате действия только спрединговых или только вулканических процессов. Они не приурочены к какой-либо тектонической или географической зоне. Все это может свидетельствовать о том, что океаническая литосфера испытывает объемные (трехмерные) деформации. Причем развитие этих деформаций происходит вдоль выделенных азимутов, приобретая наибольшую выраженность в Атлантическом океане вдоль субмеридианального направления, а развитие косоориентированных разломов – вдоль северо-западного направления. На сейсмических профилях, ортогональных к

этим направлениям, деформации как правило не выделяются. Это дает основание говорить [4] об анизотропии деформаций. Формирование деформаций может быть отражением объемной аккрецией океанической литосферы. Под "объемной аккрецией океанической литосферы" мы понимаем увеличение объема литосферы в любых тектонических зонах океана в следствие проникновения в нее более глубинных магматических (интрузивных и субвулканических образований), протрузивных или тектонических тел, заполняющих новообразованные пространства на разных глубинах при изменениях полей напряженности.

Геологические опасности.

Интенсивное изучение Мирового океана неизбежно приводит к необходимости оценки опасностей, которые могут повлиять на деятельность человека в прибрежных зонах, а также на эффективность работы обитаемых подводных аппаратов, роботов или мониторинговых систем.

В последнее время наметился интерес мирового сообщества к изучению подводных оползней, которые могут вызывать катастрофические цунами и разрушение подводных аппаратов. Установлено, что они существуют в областях с резкими перепадами рельефа – на континентальных склонах, на вулканических и невулканических поднятиях в океанах. К потенциально опасным регионам можно отнести районы островных дуг, Канарского и Гавайского архипелагов, Островов Зеленого Мыса и ряда других, а также пассивные окраины (например, районы Шпицбергена).

Особый вид опасностей представляют собой выбросы газа. Они установлены в Черном море, около Курильских островов, в ряде мест срединно-океанических хребтов, а также в пределах абиссальных котловин (например, Ангольская). Такие процессы приводят к формированию газовых воронок, диаметр которых может достигать нескольких сотен метров (устье р. Конго).

Вулканические процессы под водой давно известны в пределах островных дуг, рифтовых зон, а также областей задугового

спрединга. Они могут формировать крупные пепловые «острова», приводить к катастрофическим взрывам или вызывать агрессивное температурное или химическое (например – потоки серы) воздействие на подводные аппараты.

Опасное воздействие на инженерные сооружения могут оказывать айсберги, которые действуют и как таран на буровые платформы и как бульдозер, который выпихивает дно в высоких широтах на глубинах до сотен метров и может привести к повреждению нефтепроводов.

Разработка терминологического аппарата. Активное изучение Мирового океана различными странами и организациями приводит к дублированию терминов, формированию многочисленных синонимов, а также приведение уже устоявшихся терминов к полной неопределенности. Проиллюстрируем это на примере термина «окраинное море». Термины «окраинное море», «краевое море» и «задуговое море» широко применяются в современной отечественной геологической литературе, но не имеют, с точки зрения автора, однозначного толкования.

В геологическом словаре окраинное (синоним – краевое) море определяется как море «расположенное между материками и океанами (на окраине материков), обычно отделено от океанов только островами, полуостровами или подводными возвышенностями, что обеспечивает свободный водообмен с океанами...» [1, стр. 482]. Окраинные моря «могут быть шельфовыми (Северное, Баренцево, Карское) или котловинными (Охотское, Берингово, Андаманское)» (там же). Термин «окраинное море» («marginal sea») был введен голландским геологом Ф.Х.Кюененом (Ph.H.Kuenen) в 1950 г. [2]. Последний, в свою очередь, опирался на термин «adjacent sea» Х.У. Свездрупа с соавторами [9]. Он обозначал полузамкнутые моря, которые прилегают к океану и тесно с ним связаны («semiencllosed seas adjacent to and connected with the oceans» (цитата по бб, стр. 4). Как пример приводились Северное (North Polar Sea?-AM), Средиземное и Карибское моря.

В 1971 г. была опубликована работа [2], на которой базируются современные представления об окраинных морях. В ней было сказано: «в тылу систем островных дуг располагаются бассейны с глубинами от промежуточных до нормальных океанических, которые обычно отделяют желоба и вулканические дуги от континентов. Это либо одиночные бассейны, либо группы суббассейнов, разделенных крутосклонными подводными хребтами...». Для их обозначения предлагается термин «окраинный бассейн», в целом отвечающий понятию «окраинное море» Кюенена (Kuenen, 1950)» [2, стр. 266]. И далее: «окраинные бассейны определяются как полуизолированные бассейны или серии таких бассейнов, располагающиеся позади вулканических цепей островных дуг».

Таким образом, очевидна неопределенность термина «окраинное море» даже для современных объектов, что, в свою очередь, приводит к весьма его широкому толкованию при палеогеодинамических построениях. Представляется, что этот вопрос должен специально обсуждаться на геологических совещаниях разного ранга, которые должны определить критерии выделения древних окраинных морей.

Топонимика. На «Западе» организовано продвигается не только сбор данных, но и происходит закрепление приоритета открытий в названиях форм подводного рельефа, что, как известно, является юридическим основанием для добычи полезных ископаемых или иной активности. Более того, появилась тенденция к переименованию российских названий.

Образование. Многими странами выделяются огромные средства на развитие фундаментальной науки и подготовку молодых специалистов для работы в океане и обработки получаемых данных. Они не только получают теоретические знания, но и проходят постоянные практики в реальных экспедиционных условиях, а также имеют возможность участвовать в международных конференциях или

совещаниях. Обучение молодежи происходит как по программам университетов, так и при содействии различных научных центров или фондов (например, - Nippon Foundation GEBCO Training Program).

Литература

1. Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1973, 486 с.
2. Д. *Кариб* Происхождение и развитие окраинных бассейнов Западной части Тихого океана / Ред. Л.П.Зоненшайн, А.А.Ковалев. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 268-288
3. *А.О.Мазарович* Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского // Докл. РАН, 1993, Т.332. № 1. С. 62 - 65.
4. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)
5. *А.И. Пилипенко* Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // Докл. РАН СССР. 1997. Т. 354. № 4. С. 509-513
6. *Ю.М.Пуцаровский, А.О. Мазарович, С.Г. Сколотнев* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика). Геотектоника 2005, № 2. С. 3-16
7. *Chamot-rooke N., Lallemand S.* A review of active intraoceanic compressive tectonics. // European Union of Geosciences EUG VI. Terra Abstracts. 1991. V. 3. № 1. P.261.
8. *Peter G., Westbrook G.K.* Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. // AAPG Bull. 1976. V. 60. № 7. P.1078-1106.
9. *Sverdrup, H.U., Johnson M.W, Fleming R.H.* The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology. New York: Prentice Hall, 1942, 1087 p.

НОВЕЙШИЕ ПЕРИОРОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В.

*Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(vmakeev@mail.ru)*

Для целей обеспечения безопасной эксплуатации трубопроводной системы Восточная Сибирь - Тихий океан был выполнен структурно-геодинамический анализ территории, отвечающей сочленению Сибирской платформы и орогенов юга Сибири: Восточно-Саянского, Байкало-Патомского и Станового.

На наш взгляд были получены результаты, представляющие интерес с точки зрения современного динамического воздействия орогенов на южную окраину Сибирской платформы. В последние годы эта проблема является чрезмерно актуальной, поскольку внешние признаки неотектонических, в т.ч. и интенсивных движений в переходной зоне от орогена к платформе часто не проявлены в достаточной мере, чтобы быть установленными с точки зрения их форм, происхождения и направленности движения. В перiorогенной зоне фиксируются одновременно приповерхностный и глубинный структурный план, что приводит к образованию специфических структур, характерных исключительно для перiorогенных зон. А.Г. Золотаревым подобный структурный план рассматривался как переходной от орогенов к платформам с присущим ему переходным типом рельефа [5]. Этот тип структур специфичен и потенциален с точки зрения сейсмической активности и опасности. Известны многочисленные примеры проявлений сильнейших сотрясений на равнинных территориях, приводящих к катастрофическим последствиям. Их происхождение связывается с подобным типом новейших структур.

Доклад состоит из двух частей. В первой рассмотрены общие закономерности и особенности строения перiorогенных зон,

во второй части – конкретные результаты исследований, выполненные вдоль трассы.

1) Граница Сибирской докембрийской платформы со складчатыми верхнедокембрийско-нижнепалеозойскими структурами Восточно-Саянской, Байкало-Патомской и Становой областей отвечает взбросо-сдвиговым разломам [3]. К северу от этих разломов в условиях платформы распространена неотектоническая зональность, согласующаяся с простираем смежно расположенных орогенов. Это позволяет считать их генетически однородными образованиями. Нередко фиксируется выпуклость орогенного фронта к северу в сторону платформы, согласно отражающаяся в новейших платформенных структурах (рисунок). Особенно это характерно для Прибайкало-Патомской перiorогенной зоны. Подмеченные закономерности развития структурных планов, были проанализированы с позиции новейших геодинамических систем.

На основе принципов непрерывности, сопряженности и соподчиненности неотектонических структур и их принадлежности к активным геодинамическим областям в полосе сочленения Сибирской платформы и южных сибирских орогенов выделены Присаянская, Прибайкало-Патомская и Пристановая перiorогенные зоны. Морфологически они выражены в виде протяженных линейных поднятий и прогибов. При этом фиксируется преимущественное развитие поднятий над прогибами.

Перiorогенные зоны отчетливо проявлены в следующих границах. Южная граница перiorогенов, отвечает границе Сибирской платформы, северная расположена значительно дальше в

пределах платформы и отвечает сочленению структур орогенного и платформенного происхождения. При этом наблюдается отчетливая поперечная сегментация перирогенов. Различаются сегменты, связанные с Восточно-Саянским, Северо-Байкальским, Патомским и Становым орогенами.

Ширина перирогенных зон различна и часто зависит от степени близости к орогенам, их происхождения и морфологии. Установлено, коллизионные орогены линейного типа формируют впереди себя широкую перирогенную зону, рифтогенные орогены овального и изометричного типа – относительно узкую. А именно: самый широкий перироген расположен к северу от Станового линейного орогена. Он включает в себя Алданское платформенное поднятие и часть плитного чехла Сибирской платформы. Это указывает на высокую активность, прежде всего, Станового линейного орогена и сильнейшим давлением его на платформенные структуры первого порядка: щит и плиту. Это подтверждается сильными землетрясениями, фиксирующимися в пределах Алданского щита [6].

Относительно узким перирогеном является Прибайкало-Патомский. Его образование связано с активностью Байкало-Патомского овального орогена. В пределах перирогена и за раками его развития фиксируются поперечные сквозные линеаменты, не ограниченные перирогеной зоной. Они распространяются от горной области в сторону платформы, пересекая при этом не только перироген, но часть типично платформенных структур. Это позволяет считать, что существует глубинный структурный план, развивающийся несогласно по отношению к приповерхностному. Глубинное разграничение структурных этажей отвечает плоскости несогласий, отвечающей концентрации аномально высоких напряжений и их разрядке.

Средний по ширине перироген отвечает Присаянскому. Его образование связано с разнородными движениями, происходящими в пределах Восточно-

Саянского обширного поднятия. Его формирование происходит под значительным влиянием Байкальской геодинамической системы и коллизии литосферных плит [14].

Граница Присаянского перирогена с платформенными структурами наиболее ярко выражена по сравнению с другими подобными границами. В ее пределах неотектоническая зональность общесаянского простирания сочленяются с платформенной неотектонической зональностью северо-восточного простирания. Сочленение структур с разным простиранием создает узкую полосу структурных несогласий, с которой связывается концентрация повышенных напряжений и деформаций. В этой связи граница перирогена является потенциально сейсмически опасной, несмотря на платформенные условия ее развития и минимальную дифференцированность рельефа.

Перирогенные зоны, в целом отвечающие преимущественному развитию поднятий над прогибами, находятся в различных соотношениях с докайнозойскими структурами. Наиболее типичны обратные, инверсионные соотношения: Присаянский перироген локализован в пределах Предсаянского докайнозойского прогиба, Прибайкало-Патомский – в пределах одноименного докембрийского краевого прогиба. Прямые соотношения докайнозойских и новейших структур характерны для Пристановой перирогенной зоны, поскольку она заложилась в пределах Алданского щита [1-3, 10].

Помимо изгибных структур в пределах перирогенных зон установлены разломы, геодинамически активные зоны и космолинеаменты, которые могут согласовываться или не согласовываться с простиранием границ орогенов. Это зависит от характера взаимодействия приповерхностных и глубинных структур.

Разломные зоны, развитые в перирогенах, часто согласуются с простиранием фронта орогенных поднятий. Иногда они простираются косо по

отношению к простираанию границ орогенов.

Геодинамически активные зоны выделены на основании представлений о существовании разнородных и разноранговых геодинамических систем и областей. В данном случае им отвечают зоны сочленения сводовых поднятий разного морфологического типа. Они представляют собой структуры с аномальными характеристиками напряженного состояния, вещественно-структурных и физических свойств (механических, тепловых, электромагнитных, флюидо- и газопроницаемости и др.). Им присуща повышенная трещиноватость и повышенная активность различного рода экзогенных процессов (карст, оползни, обвалы, аномалии в структуре многолетнемерзлых пород и т.п.).

Космолинеаменты по происхождению являются тектоническими, секущими приповерхностную неотектоническую зональность. Возможно, они отражают закономерности развития современного глубинного структурного плана.

2) В пределах рассматриваемой территории перирогенные зоны характеризуются следующим строением.

Присаянская перирогенная зона, выраженная неотектонической зональностью северо-западного простираания, формируется в пределах краевой части платформы, прилегающей к Восточно-Саянскому орогену, и согласуется с ним по простираанию. К юго-востоку в сторону Северо-Байкальского орогена она выклинивается под влиянием более активных движений Байкальской рифтовой

зоны. На северо-западе она переходит в новейшие структуры Енисейского кряжа. Вертикальный градиент деформаций постепенно затухает от Восточно-Саянского орогена к равнине, т.е. к долине р. Бирюса, с коэффициентом соответственно от 0,09 до 0,03. В пределах платформы в районе р. Бирюса угол наклона поверхности рельефа составляет $1,5^{\circ}/10$ км. Для этой части территории характерно развитие преимущественно структур продольного сжатия: взбросовых и сдвиговых деформаций.

Прибайкало-Патомская перирогенная зона развивается под влиянием движений, наводящихся со стороны Северо-Байкальского и Патомского орогенов, входящих в состав обширного Байкало-Патомского сводового поднятия рифтогенного типа. Два орогена сводового типа с асимметрично построенной четверичной тектонической зональностью сочленяются в пределах долины р. Витим. При этом Северо-Байкальские структуры ортогонально сочленяются с Присаянской перирогенной зоной в пределах долины р. Тира, активно подавляя развитие последних.

В свою очередь, Патомский ороген сочленяется с Алданским поднятием в пределах долин рр. Олекмы и Чара (см. рисунок). Зона сопряжения Патомского и Алданского орогенов отвечает полосе поднятий субмеридионального простираания, отвечающей Олекмо-Чарскому поднятию. Границы сопряжения орогенов классифицируются как современные геодинамически активные зоны со сдвиговыми условиями развития.

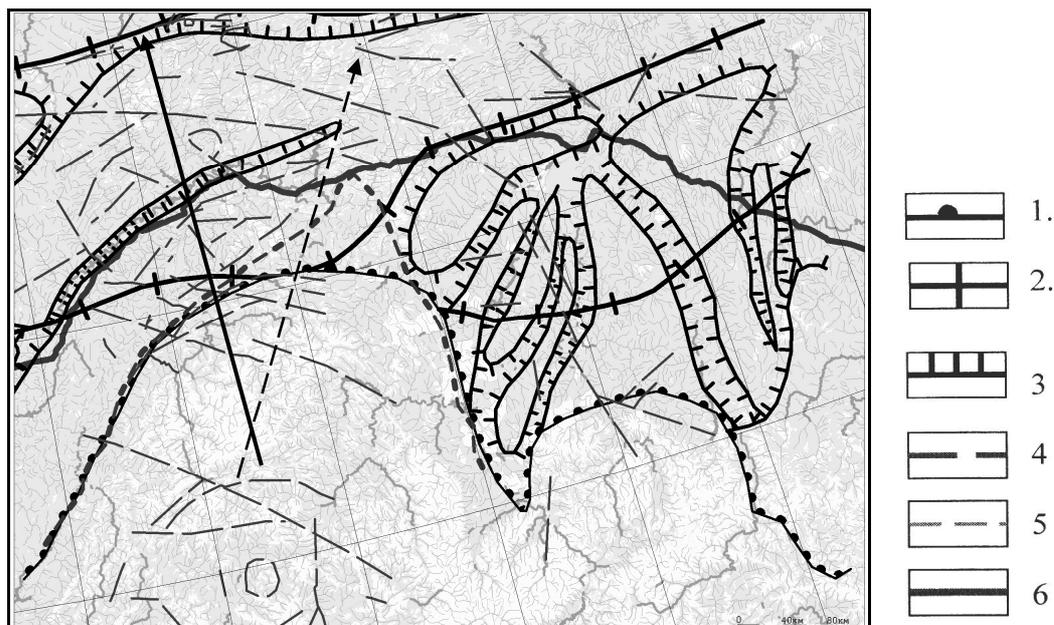


Рис. Неотектоническая зональность Припатомской периорогенной области.

1 – граница Патомского орогена, 2 – крупные тектонические ступени, 3 – зоны новейших поднятий и прогибов (бергштрихи направлены в сторону прогибов), 4 – разломная взбросо-сдвиговая граница Сибирской платформы и Патомских древних складчато-разрывных структур 5 – космолинементы, выявленные по результатам дешифрирования Landsat/ETM+ 2000 с разрешением 30 м, 6 – трасса нефтепровода Восточный Саян – Тихий океан. Сплошной стрелкой показана миграция орогенного фронта в сторону платформы (неотектонической зональности). Пунктирной стрелкой – возможное направление развития глубинного структурного плана на уровне коровых слоев.

Комментарий к рисунку. На рисунке отчетливо фиксируется характер влияния Патомского орогена на Сибирскую платформу в направлении с юга на север и характер сочленения с Алданским поднятием. В западной половине рисунка видно повторение характерных выпуклостей, согласующихся с орогенным фронтом Патомского поднятия. В восточной части рисунка показано Олекмо-Чарское поднятие с субмеридионально простирающимися структурами, отражающими характер сопряжения Патомского орогена и Алданского поднятия. Крупные космолинементы северо-западного простирания, в равной мере развиты в пределах орогена и чехла платформы. Это указывает на однородные неотектонические условия их формирования, связанные с однонаправленным давлением орогенных структур на южную окраину платформы. Тектонические ступени простираются практически субширотно, возможно, их развитие отвечает характеру активности глубинных процессов, отвечающих эволюции Байкальской рифтовой зоны в сторону платформы.

В краевой зоне Сибирской платформы под влиянием разрастания Байкало-Патомского орогена, формируется неотектоническая зональность, прослеживающаяся на большом расстоянии, согласуясь с простиранием фронтальной части орогена. Линейные поднятия пересекаются antecedentными участками речных долин, отвечающих трещинам горизонтального растяжения.

В районе Верхнеангарского платформенного изометричного поднятия (рр. Топорок, Мал. и Бол. Тира) коэффициент вертикальных деформаций периорогенной зоны составляет 0,01, угол наклона поверхности рельефа отвечает $0,4^{\circ}/10$ км. В районе г. Олекминск градиент

деформации - 0,016-0,025, в районе р. Ура Каменка - р. Лена - всего 0,003. В последнем случае минимальные деформации измерены в пределах Уринского грабена, расположенного в основании чехла Вилуйской синеклизы.

Пристановая периорогенная зона развивается под влиянием деформаций, наведенных со стороны Станового коллизийного поднятия. В результате латерального давления на дорифейские структуры щита в фронланде Станового поднятия формируется Алданское сводовое поднятие изометричной формы. При этом от Олекминска к Томмотской гряде (Алданское нагорье) абсолютные отметки

рельефа возрастают с 122 м (район р. Лены) до 814 м (район г. Алдан) [13].

Алданское сводовое поднятие разделяется на периферийную и центральную (купольную) структуры.

На периферии Алданского поднятия градиент вертикальной деформации составляет максимум 0,01. Здесь развиты изгибные асимметричные складки растяжения дугообразной формы. Центральная часть сводового поднятия деформирована сильнее [4]. Градиент вертикальной деформации отвечает 0,02, угол наклона поверхности рельефа - $1,2^{\circ}/10\text{км}$. Таким образом, градиенты деформаций центральной части Алдана возрастают более чем в два раза относительно деформаций своей периферии и относительно Верхнеангарского платформенного изометричного поднятия.

В качестве сравнения платформенных и орогенных деформаций отметим, что Становой ороген, расположенный к югу от Алданского щита, представлен сильно сжатыми структурами, составляющими обширное поднятие, вытянутое субширотно. Иногда структуры имеют диагональное простирание. Помимо изгибных структур, здесь широко развиты разломы преимущественно субширотного простирания [7].

Градиенты вертикальных деформаций Станового орогена рассмотрены на трех участках, наиболее подверженных разрывам и сейсмической активности и расположенных в пределах: 1) р. Иенгры (граница Алданского щита и Станового хр.), 2) пос. Тынды (Становой хр.) и 3) пос. Соловьевска (хр. Тукурингра) [11, 12].

1) Градиент деформаций в районе Иенгры составляет 0,06. Измерения проведены в районе р. Гилюй, что на водоразделе рр. Амура и Олекмы. Амплитуда поднятия здесь - 616 м/ 10 км. Угол наклона поверхности рельефа в зоне сопряжения поднятий и прогибов - $3,3^{\circ}/10\text{км}$.

2) Градиент деформаций в районе Тынды составляет 0,08. Амплитуда поднятия - 800 м/10 км. Угол деформации - $4,4^{\circ}/10\text{км}$.

3) Градиент деформаций в районе Соловьевска отвечают тем же величинам, что и в районе Тынды. В районе р. Мал. Уркан он составляет 0,08. Амплитуда поднятия - 800 м/10 км. Угол наклона поверхности - $4,4^{\circ}/10\text{км}$.

Таким образом, перигорогенные зоны юга Сибири отвечают миграции фронта орогенических процессов в направлении платформы с формированием структурно-перекрестного плана. Он суммарно отражает взаимодействия различных горизонтов земной коры и верхней мантии с образованием специфических зон структурных несогласий и зон интерференций площадного и линейного типа. В зонах интерференций градиенты деформаций могут быть увеличены или уменьшены за счет движений, развивающихся с разной направленностью. В целом по значениям они являются платформенными, однако сейсмичность в их пределах может быть большой по магнитуде.

Для перигорогенов характерно образование глубинных структур переходного типа на уровне верхней мантии и коровых слоев. Типичным примером является перигороген, формирующийся к северу от фронта Алтае-Саянского орогена [9].

Литература

1. Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. Гл. ред. Л.И. Красный. Москва: Аэрогеология 1978.
2. Геологическая карта Байкальской горной области. Масштаб 1:1 500 000. Составил Л.И. Салоп. Москва. ГУГК ГГК. 1964.
3. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000. Москва. ВАГТ МГ СССР. 1973.
4. Дик А.П. Особенности неотектонических движений Центрально-Алданского района Южной Якутии //Геоморфология 1974. № 1.
5. Золотарев А.Г. Влияние новейшего внутриконтинентального орогенеза на платформы. В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. 384 с.

6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. СейсмоTECTоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
7. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. Н.А. Логачев. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1982.
8. Логачев Н.А., Леви К.Г. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.
9. Макеев В.М. Кузнецкая периорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия. М.: ГЕОС, 2008. 148 с.
10. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. Изд-во Московского университета. 1996.
11. Наумов М.С. Новейшие разрывы Алдано-Чульманской впадины и ее связь с ними некоторых геологических явлений // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. геол., 1978. № 1. с. 104-109.
12. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири / Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. с.108-129.
13. Южная Якутия. Изд-во МГУ, 1975. 444 с.
14. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ**Макеев В.М., Макаров В.И., Дорошко А.Л., Коробова И.В.***Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(vmakeev@mail.ru)*

Цель исследования структур фундамента и чехла – показать закономерности развития структурных планов, различающихся происхождением, типом образования, возрастом и условиями развития, а также оценить соотношение их друг с другом.

В пределах центральной части Русской плиты, в том числе и на территории Москвы, выделяются складчато-разломные раннедокембрийские, разломно-блоковые рифейские и изгибные, в т.ч. эпейрогенические фанерозойские структуры. При этом рубежом принципиальных тектонических движений считается ранний и поздний докембрий.

В рамках рассматриваемой территории выделяются 1) дорифейский, 2) рифейский, 3) вендский, 4) девонско-каменноугольный и 5) юрско-меловой структурно-формационные комплексы [1-7].

1) Согласно исследованиям С.В. Богдановой и др., происхождение внутренних дислокаций фундамента центральной части Русской плиты, в т. ч. и рассматриваемой территории, связывается с субдукцией палеопротерозойского океана под край сарматского континента, приведшей к образованию складчато-разрывных структур и Осницко-Микашевичского магматического пояса. Общим итогом этих движений является становление обширного суперконтинента Родиния [1].

Фундамент территории Москвы сложен дорифейскими суперкрупными породами в основном раннеархейского и отчасти раннепротерозойского возраста, преобразованными интенсивными складчато-разрывными деформациями [2].

Нижнеархейские породы представлены мигматитами обоянской серии, образованными вследствие внедрения гранитной магмы, и

плагиогнейсами общей мощностью до 9 км. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Севернее линии Кунцево – Измайлово и в пределах Кожухово породы архея несогласно перекрываются незначительными по мощности нижнепротерозойскими породами, которые представлены гнейсовидными биотитовыми сланцами, микроамфиболитами, железистыми кварцитами, метаморфизованными в фациях зеленых сланцев и интрузиями основного и кислого состава общей мощностью несколько сот метров. Маломощные нижнепротерозойские породы в пределах Красногорского выступа залегают в пологих грабенообразных понижениях, возможно, северо-восточного простираения.

Среднепротерозойские (иотнийские) породы здесь не установлены. Это время отвечает обширному поднятию территории и формированию коры выветривания максимальной мощностью до 50 м. В литературе этот период относится к кратогенному.

2) Период поднятия территории, проявившийся в течение среднего и начала позднего протерозоя (раннего рифея), закончился интенсивными байкальскими тектоническими движениями. Их возникновение связывается с приращением структур Тимано-Печорского подвижного пояса к северо-восточной окраине суперконтинента Родиния [4]. В это время произошло заложение рифтовой зоны и формирование мощной толщи рифейско-вендских эпиконтинентальных отложений, отвечающих рифейскому структурно-формационному комплексу. В результате заложилась Среднерусский авлакоген, в т. ч. его второстепенная ветвь – Подмосковский субширотный авлакоген с Истринско-Кольчугинским (с Химкинской

вершиной) и Тумско-Шатурским горстами. В рамках Истринско-Кольчугинского горста выделяется узкий Красногорский выступ (горст), по обе стороны от которого расположены Московский и Братцевский выступы. В рамках Подмосковного авлакогена, ограниченного с запада Звенигородским горстом, а с востока Люберецким горстом и Балашихинским грабеном субмеридионального простираения, фиксируется Теплостанский грабен (рисунок). С севера он ограничен Павлово-Посадским, с юга Раменским сбросовыми разломами. На юге за пределами Москвы расположен Тумско-Шатурский выступ, осложненный Подольским поднятием, который разграничивает рассматриваемый грабен с серпуховской ветвью Пачелмского авлакогена [5].

В Теплостанском грабене накопились континентальные пестроцветные песчано-авлеволито-глинистые средне- и верхнерифейские отложения мощностью 385-800 м, отвечающие аридным эпиконтинентальным условиям. В его разрезе отмечается незначительное присутствие пирокластических пород. Распространение терригенных отложений с севера и с юга ограничиваются соответственно Павлово-Посадским и Раменским разломами. В Теплостанском грабене отложения полого падают на север с градиентом 20 м/км [6].

Байкальская тектоно-магматическая эпоха завершилась поднятием территории. На этом закончился период доплатформенного развития территории и начинается время, ознаменовавшееся образованием осадочного чехла Русской плиты.

Отложения чехла классифицируются на валдайский, девонско-каменноугольный и юрско-меловой структурно-формационные комплексы. Общая мощность отложений составляет 1900-2000 м. Среди них выделяются два опорных глинистых горизонта: верейский, отвечающий кровле среднекаменноугольных глин, и средне-верхнеюрский, отвечающий кровле юрских глин. Их образование связывается

с однородными морскими условиями. По изменениям положения высоты кровли глин судят о характере тектонических движений, произошедших соответственно в рамках палеозойского и мезозойского чехла Русской плиты.

3) Салаирская тектоно-магматическая эпоха выразилась новым прогибанием и осадконакоплением преимущественно в условиях эпиконтинентального бассейна. Эти движения наведены одновременно с юго-запада и востока: со стороны Прикарпатско-Добруджинского и со стороны Тимано-Уральского обширных морских бассейнов. Рифейский структурно-формационный комплекс при этом оказался погруженным и резко несогласно перекрытым субконтинентальными терригенными отложениями венда, выходящими далеко за пределы рифейского грабенообразования.

Салаирская тектоно-магматическая эпоха выразилась образованием валдайского структурно-формационного комплекса. Он представлен сероцветными терригенными отложениями исключительно верхнего венда мощностью приблизительно 300 м. Более молодые ниже- и средневендские отложения здесь не установлены. На крайнем юге Москвы в верхней половине разреза встречены осадочно-туфогенные отложения мощностью всего 6 м, которые к юго-востоку в сторону Пачелмского авлакогена приобретают более широкое распространение. В восточном направлении мощность отложений постепенно убывает с выклиниванием их на Щелковском горсте. В пределах Красногорского горста мощность пород валдайской серии сокращена до 200 м по причине раннепалеозойской денудации.

Считается, что в начале венда в условиях растяжения на обширной территории формировались отдельные локальные впадины, приуроченные к авлакогенам. К позднему венду впадины разрослись, втягивая в прогибание прилежащие выступы, что привело к образованию обширных депрессий и

протяженных узких валов, разграничивающих их. В итоге к концу венда сформировалась депрессионная структура или, точнее, Балтийско-Московская вендская синеклиза.

На рассматриваемой площади особыми структурными элементами считаются Москворецкий и Видновский валы. Их длина составляет около 35 км, ширина – не более 5 км. Особенность их развития состоит в приуроченности к разломам фундамента и проявленности в более молодых структурных этажах. Москворецкий вал приурочен к Павлово-Посадскому разлому, Видновский – к Раменскому. По опорным горизонтам среднего карбона и юры над этими валами зафиксированы флексуры с постепенным затуханием амплитуд деформаций вверх по разрезу.

Ранний палеозой, отвечающий каледонскому тектоно-магматическому этапу, ознаменовался поднятием территории вследствие эволюции северного океана Япетус. В рамках рассматриваемой площади в течение кембрия, ордовика, силура и по ранний девон включительно происходят процессы эрозии и денудации докембрийских пород, что привело к сокращению мощностей, а в отдельных случаях к полной денудации отложений венда на валообразных поднятиях.

4) Со среднего девона отмечается начало движений герцинского тектонического этапа. Они наводятся с востока со стороны Уральского палеотетиса и привели к образованию Московской синеклизы [3]. В рамках рассматриваемой площади произошло образование лагунно-континентальных отложений среднего девона и морских карбонатных отложений карбона, отвечающих девонско-каменноугольному структурно-формационному комплексу. Последние восточнее Москвы фациально замещаются лагуно-континентальными отложениями перми и нижнего триаса. Общая мощность палеозойских отложений составляет не менее 1200 м. В целом породы залегают моноклинально с

падением на северо-восток с градиентом несколько метров на километр. При этом они несогласно перекрывают более древние рифейскую и вендскую структурно-формационные зональности.

В разрезе этих отложений фиксируется верейский опорный горизонт среднего карбона. Изменение «рельефа» верей происходит в интервале высот от -40 м до +40 м, т.е. суммарная вертикальная амплитуда деформаций в пределах рассматриваемой площади не превышает 80 м. В более широком плане снижение кровли опорного горизонта происходит в северо-восточном направлении.

На основании анализа кровли верей выделяются следующие поднятия: Крюковское, Новоподрезковское (Хлебниковское), Московское, Реутовское, Котельничское и Степаньковское. Из них Крюковское и Котельничское отвечают изометричным формам, Московское и Степановское – овальным, Новоподрезковское и Реутовское – линейным поднятиям северо-восточного простирания. Сопряжено с ними фиксируются прогибы: Краснополянский, Жостовский, Одинцовский (Царицынский) и Пушкинский. Краснополянский, Жостовский и Пушкинский прогибы являются линейными северо-восточного простирания. Одинцовский прогиб и сопряженное с ним Бутовское поднятие отвечают овальным формам, вытянутым субширотно. Некоторые исследователи в зоне сопряжения Московского поднятия и Одинцовского прогиба выделяют Сетунско-Коломенскую субширотную флексуру с падением ее крыла на север с градиентом 20-25 м/км [5].

При сопоставлении верейских, вендских и рифейских структур устанавливаются прямые и обратные соотношения по направленности вертикальных движений.

Одинцовский субширотный прогиб локализован в пределах Теплостанского рифейско-вендского прогиба и согласуется с ним по простиранию. Остальные прогибы: Краснополянский, Жостовский, Пушкинский и относительно небольшие

по размерам Реутовское, Хлебниковское и Степаньковское поднятия, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении, и фиксируемые здесь зоны повышенной трещиноватости согласуются по простиранию с вендскими пологими понижениями (структурами растяжения). Последние развиты в пределах Красногорского рифейского выступа. Сочленение субширотных и северо-западных по простиранию структур происходит в пределах Сетунско-Коломенской флексуры.

Московское и более обширное Крюковское изометричные поднятия заложены в пределах Красногорского выступа, являющимся структурным элементом более обширного Истринско-Кольчугинского рифейского горста. К его границе с Подмосковным авлакогеном – к Павлово-Посадскому разлому (сбросовой зоне), а также к Москворецкому вендскому

валу – приурочена Сетунско-Коломенская флексура

Таким образом, в обстановке прогибания южного крыла Московской синеклизы в пределах рассматриваемой территории образовались овалы и линейные структуры (овально-линейный структурный план) с преимущественным развитием прогибов над поднятиями. Как правило, прогибы протяженны и вытянуты преимущественно в северо-восток – юго-западном направлении, поднятия несколько видоизменяют свои формы под их влиянием. Изменение простираний структур с северо-восточного на субширотное фиксируется в пределах Подмосковного авлакогена.

В перми и триасе, на завершающей стадии герцинских тектонических движений рассматриваемая площадь отвечает континентальным условиям развития.

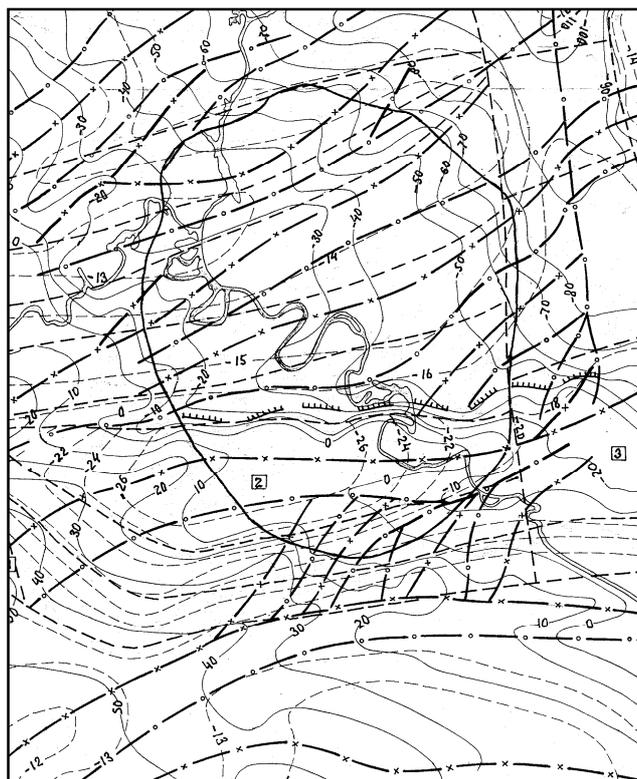


Рис. Тектоническая структура территории Москвы.

Пунктиром показаны изогипсы поверхности кристаллического фундамента в м, сплошные линии – изогипсы кровли верейских отложений среднего карбона в м, спрямленные пунктиры – основные разломы. Структуры верейского опорного горизонта: пунктиры с крестиком – оси поднятий, пунктиры с кружком – оси прогибов, линии с бергштрихами – Коломенская флексура. Цифры в квадрате: 1 – Звенигородский горст, 2 – Теплостанский грабен, 3 – Люберецкий горст.

5) После относительно длительного перерыва в осадконакоплении в мезозое возобновляются активные движения на юге Восточно-Европейской платформы, связанные с киммерийским тектономагматическим этапом. В пределах Центрально-Добруджинско-Кавказского сегмента Альпийского пояса происходят движения, распространяемые на южную половину платформы. Не исключается, что позже, в поздне меловую эпоху тектонической активности, рассматриваемая территория находилась под воздействием движений, наведенных со стороны Каспийского перикратонного опускания.

На рассматриваемой площади прогибание происходило с середины мезозоя и до начала кайнозоя. Оно выразилось накоплением континентальных терригенных сероцветных морских отложений юрско-мелового возраста общей мощностью приблизительно 215 м, отвечающих юрско-меловому структурно-формационному комплексу. Среди этих отложений в качестве опорного горизонта рассматриваются средне-верхнеюрские глины, или кровля морской юры.

Согласно ее деформациям, в южной половине Москвы фиксируются обширные по размерам Южный прогиб и Внуковское поднятие субширотного простирания. Последний, как и Бутовское поднятие карбона, находится почти за пределами юга Москвы. В северной половине выделяются обширное Дедовское поднятие и меньших размеров Китайгородское и Ухтомское поднятия. Сопряжено с Китайгородским поднятием фиксируется Восточный прогиб. Все они выражаются овальной формой, немного вытянутой в северо-запад – юго-восточном направлении. Предположительно, что сочленение структур с разным простиранием происходит в пределах субширотной флексуры, у которой фиксируется уклон на север с градиентом 10-20 м/км [5].

Сопоставление мезозойских структур с палеозойскими, проявленными по верейскому горизонту, показывает, что

Китайгородское поднятие заложилось в пределах Московского поднятия. Хотя они согласованы по направленности вертикальных движений, они не согласуются друг с другом по простиранию и границам распространения форм. Более согласованные соотношения структур отмечаются в южной части Москвы. Южный субширотный прогиб локализован здесь в пределах Одинцовского прогиба. Как было показано, в основании последнего находится вендская впадина и Теплостанский грабен. Внуковское поднятие, расположенное южнее, заложилось в пределах Тумско-Шатурского горста. Общим для этих структур является согласованность по направленности движений и простираниям, и не согласованность по границам форм. Полное несогласие отмечаются у Восточного прогиба, который заложился резко несогласно относительно простираний и направленности движений палеозойских и докембрийских структур.

В заключение можно сделать два вывода:

1) В формировании древнего структурного плана принципиальным остается рифейский период, продолжавшийся в течение 1 млрд. лет. Сформированные за это время разломно-блоковые структуры растяжения, преобразовали прежнюю раннекембрийскую складчато-разломную структуру и в последствии оказывали пассивное воздействие на формирование структур чехла. С какой стороны не наводилась бы деформация на рассматриваемую площадь, в пределах Подмосковного авлакогена структуры чехла обязательно приобретали субширотное простирание. На новейшем тектоническом этапе эта закономерность впервые не проявилась. Она выразилась образованием новейших структур с наложенным типом развития [5].

2) На протяжении предплитного и плитного этапа развития платформы подвижной зоной оставался Павлово-

Посадский субширотный разлом сбросового типа. Как линейная структурная неоднородность фундамента, она пассивно проявлялась в устойчивом формировании флексур чехла, отвечающих одновременно сочленению структур с разным простиранием. Эта закономерность развития была нарушена в новейший этап вследствие образования в пределах древней линейной неоднородности Теплостанского инверсионного поднятия и Мещерского наложенного прогиба [5].

Литература

1. Богданова С.В., Бибилова Е.В., Постников А.В. и др. Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 376–380.
2. Веселовская М.М. Архей, Нижний и Средний протерозой. // Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 38-69.
3. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы /Под ред. Л.С.Иголкиной. Л., 1981. 168 с.
4. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6-17.
5. Москва: геология и город. М.: Московские учебники и Картолитография. 1997. 400 с.
6. Островский М.И. Структура и разрез верхнего докембрия Московского грабена // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 5. С. 28-34.
7. Тектоническая схема осадочного чехла южной части Московской синеклизы. Авторы: А.Г.Олферьев, С.Л.Бреслав, Т.Е.Горбаткина и др. 1981 (фондовая).

РАННЕМЕЛОВОЙ ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН (СИХОТЭ-АЛИНЬ) - ФРАГМЕНТ БАСЕЙНА, СВЯЗАННОГО С ОБСТАНОВКАМИ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (malinovsky@fegi.ru)

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеологических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккрецированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит. В настоящее время само понимание бассейнов трансформных (сдвиговых) границ плит, их типизация, происхождение, эволюция, а также выделение в структурах геологического прошлого представляют собой круг новых вопросов, решению которых в последнее время уделяется большое внимание [1, 2, 4]. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн (Сихотэ-Алинь), образованный мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причлененных в палеозое и мезозое к восточной окраине Азиатского материка, имеющих различную геодинамическую природу и формирование которых тесно связано с существовавшим тогда режимом взаимодействия Евразийского континента и прилегающей океанической плиты Изагаги [1, 2, 3, 6] (рис. 1).

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы,

он отделен системой разрывов крупного Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, а с востока – также раннемеловой Кемский террейн, фрагмент задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной системы. В Северном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Гур, Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются от приустьевой части р. Уссури на северо-восток вдоль право- и левого бережья р. Амур.

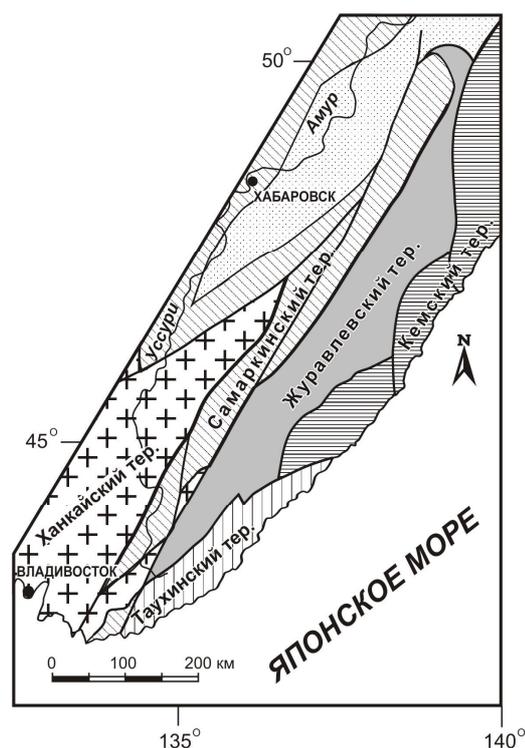


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России.

Берриас-альбские отложения террейна, общей мощностью около 11 тыс. м, представлены главным образом терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами,

многочисленными пачками турбидитов, горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов, микститов и кремнисто-глинистых пород. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, в свою очередь нарушенных многочисленными разломами север-северо-восточного и меридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них.

Стратиграфическая колонка террейна включает непрерывный разрез 8 свит, возраст которых от берриаса до позднего альба, а общая мощность около 11 тыс. м. Характерными особенностями строения и состава барриас - альбских отложений террейна является отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части свойственно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов и маломощных потоков базальтов. Особенностью готерив-альбской части разреза является преобладание песчаников и наличие многочисленных пачек турбидитов. В целом, разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью от 1,5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты.

Для определения состава областей питания и выяснения палегеодинамических обстановок формирования Журавлевского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по порообразующим компонентам относятся к полевошпатовым аркозам, и, реже, к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам. Преимущественно аркозовый состав песчаников позволяют предполагать, что исходные породы главной питающей провинции в период накопления отложений Журавлевского террейна были сложены комплексом разнообразных осадочных, кислых интрузивных и метаморфических пород. Можно также предполагать, что кремневые и терригенные породы, составляющие порою значительную часть обломков песчаников, являются

результатом размыва фрагментов юрской аккреционной призмы (Самаркинский террейн), в современной структуре непосредственно примыкающих с запада-северо-запада к Журавлевскому террейну. Геологическая интерпретация состава порообразующих компонентов песчаников свидетельствует, что отложения формировались как за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов, так и за счет полнокристаллических батолитов, слагавших корневые части зрелых, глубоко эродированных магматических дуг. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным с континентальными окраинами, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма, типа Калифорнийского залива. Эти выводы подтверждаются особенностями химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, а также набором тяжелых обломочных минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). В подчиненном количестве находятся минералы фемической ассоциации: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала зрелая континентальная окраина (пассивная или трансформная), сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Влияние вулканических источников было крайне незначительным. Микрохимический анализ гранатов и хромитов показал, что их источниками были, соответственно, глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды, слагавшие зрелую континентальную земную кору, и гипербазиты офиолитов, входившие в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, располагающегося к северо-западу от Журавлевского седиментационного бассейна.

Характерной особенностью отложений Журавлевского террейна является большого количества пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами формирование которых происходило высокоплотностными зерновыми и дебризными потоками. Незначительна роль алевролитов с тонкими прослоями песчаников, относящихся, к доннотечением (контурным) образованиям. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины (рис. 2).

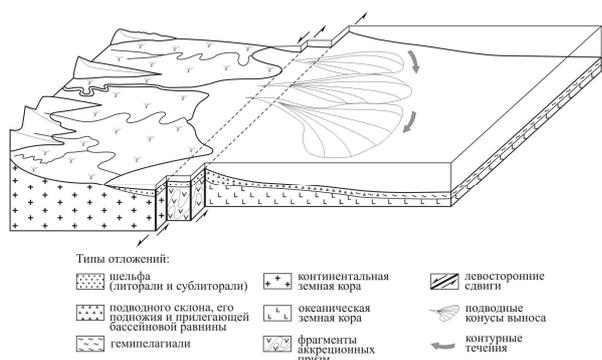


Рис. 2. Палеогеография и геодинамическая обстановка накопления раннемеловых отложений Журавлевского террейна.

Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, а также донные течения, интенсивно перерабатывавшие осадочный материал, доставляемый в область седиментации турбидными потоками. С гравитационными и доннотечением отложениями обычно тесно связаны мощные толщи массивных алевроаргиллитов, которые могут рассматриваться как гемипелагические осадки, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях. Еще одним широко распространенным в террейне типом отложения являются мощные толщи песчаников, содержащих прослой и линзы

конгломератов и гравелитов, а также обильный растительный детрит и мелководную фауну. Осадки, вероятно, накапливались в относительно мелководных условиях, характерных для обстановок литорали и сублиторали открытого моря.

Таким образом, строение, вещественный состав и текстурные особенности терригенных отложений Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основными источниками обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, сложенной фрагментами аккреционных призм, в строении которых участвовали пластины кремней и офиолитов. Таковыми можно считать юрско-раннемеловые аккреционные призм «самаркинского» типа, прослеживающиеся в виде практически непрерывной полосы вдоль восточной окраины Азии от побережья Охотского моря на севере до о. Калимантан на юге [5]. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в обстановке трансформного скольжения литосферных плит когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккрецированные к ним фрагменты активных окраин.

Преимущественно сиалический состав кластики позволяют предполагать, что рассматриваемый палеобассейн при своем формировании примыкал к краю Евразийского континента. Мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножья, а также на прилегающих участках бассейновой равнины полностью открытого в сторону океана окраинного моря (рис. 2). Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль

разграничивающей континентальную и океаническую плиты системы левосторонних сдвигов Тан-Лу при малой роли вулканических процессов [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-A-08-404).

Литература

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
3. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3-23.
4. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, № 5. P. 275-291.
5. Mizutani S., Ji'an S., Qinlong Z. The Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics of continental margins of East Asia // Acta Geologica Sinica. 1990. V. 3, № 1. P. 15-29.
6. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 1626. 2000. 122 p.

Sm-Nd СИСТЕМАТИКА НИЖНЕЮРСКИХ – ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА СКАЛИСТЫХ ГОР

Мальшев С.В., Худoley А.К., Ершова В.Б.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия
(sergey@smalyshev.com)

Введение

Канадские Кордильеры являются классическим складчато-надвиговым поясом, сформировавшимся в ходе мезозойской аккреции океанических террейнов и вулканических дуг на Тихоокеанском побережье Северной Америки с последующим перемещением фронта деформаций в сторону континента. В структуре Кордильер выделяется пять поясов: Островной пояс, состоящий из аккрецированных террейнов; Береговой пояс, состоящий из мезозойских и кайнозойских плутонических пород; Межгорный пояс, выраженный низким рельефом и состоящий из аккрецированных вулканических дуг; пояс Омника, состоящий из метаморфических и плутонических пород, и пояс Форланда (Скалистых гор), представленный деформированным чехлом пассивной окраины. Перед фронтом надвигов располагается передовой прогиб Кордильер, сформировавшийся как результат надвигообразования, которое началось в поздней юре и продолжалось до палеоцена.

В передовом прогибе юго-западной части Альберты выделяется три главных этапа осадконакопления: (1) свита Ферни – серия Кутней (нижняя юра – нижний мел), (2) серия Блэймор (нижний мел), (3) серия Милк Ривер – свита Поркьюпайн Хилл (верхний мел – палеоцен) (рис. 1) [4]. Осадочные серии каждого из этапов состоят из терригенных пород, причем песчаники и конгломераты преобладают над алевролитами и алевритами.

Основной задачей нашего исследования была реконструкция эволюции источников сноса терригенных толщ передового прогиба. Аналогичные исследования проводились в этом регионе неоднократно [4], но нами впервые было

произведено систематическое исследование Sm-Nd изотопной системы валовых проб через весь прогиб примерно по широте г. Калгари. Полученные нами выводы в целом близки результатам Д. Росса с соавторами [4].

Для интерпретации Sm-Nd данных мы использовали параметр $\epsilon_{Nd}(t)$, обозначающий величину эpsilon на момент накопления осадочной породы.

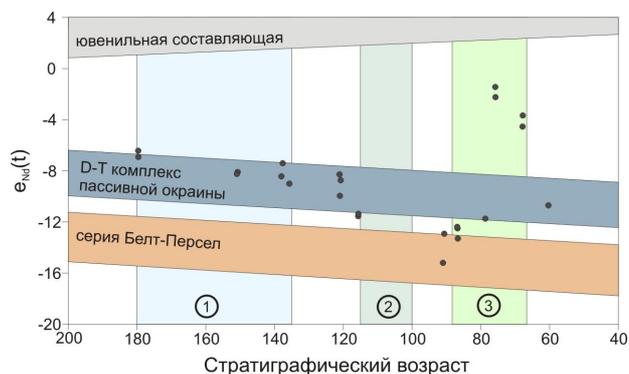


Рис. 1. Эволюция Nd изотопной системы в осадках передового прогиба Канадских Кордильер.

Как показывают результаты предыдущих исследований, наиболее вероятными источниками сноса в исследуемом регионе являются протерозойские серии Белт-Персел и Виндермир, а также девонско-триасовые комплексы пассивной окраины. Неодимовые характеристики этих комплексов изучались различными авторами и суммированы на рис. 1 [1,3]. В серии Виндермир базальные конгломераты Тоби имеют те же характеристики, что и у подстилающей их серии Белт-Персел, а все перекрывающие их терригенные комплексы имеют характеристики близкие к таковым у кристаллического фундамента с величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ менее -20, т.е. располагаются за пределами значений, рассматриваемых на рис. 1 [2].

Все значения $\epsilon_{Nd}(t)$ располагаются в интервале от -15 до -1 (рис. 1). Для первого и второго этапа осадконакопления значения $\epsilon_{Nd}(t)$ варьируют от -10 до -5, что характеризует смешанный источник из девонско-триасовых комплексов пассивной окраины. Для третьего этапа осадконакопления характерен более широкий интервал значений $\epsilon_{Nd}(t)$ – от -15 до -1, что указывает на появление и новых источников сноса – как серии Белт – Перселл с относительно низкими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, так и ювенильных комплексов с $\epsilon_{Nd}(t)$ близкими к нулю.

Таким образом, Sm-Nd данные из осадочных пород первого и второго этапов осадконакопления (нижняя юра – нижний мел) свидетельствуют о том, что снос обломочного материала происходил из местных источников, каковыми являлись расположенные западнее и уже вовлеченные в надвигообразование девонско–триасовые осадочные комплексы пассивной окраины (пояс Форланда). Отсутствие иных источников сноса связано, скорее всего, с тем, что возникшие хребты служили водоразделом и изолировали формирующийся передовой прогиб от метаморфических, океанических и островодужных комплексов [4]. Изотопные Sm-Nd характеристики осадков третьего этапа можно интерпретировать как относительную пенепленизацию региона и возобновление надвигообразования на западе пояса Форланда и в поясе Оминика, в результате чего в область размыва могли попасть породы серий Белт-Перселл и Виндермир. Относительно высокие значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в позднемеловых породах также указывают, на снос материала с источников, расположенных западнее пояса Форланда. В тоже время, отсутствие осадков со значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, характерными для комплексов серии Виндермир или океанических террейнов, позволяет предполагать, что поступающие продукты их размыва смешивались с уже накопившимися осадками передового прогиба, что приводило к некоторому «усреднению» их изотопных характеристик.

Работа выполнялась при частичной поддержке ФЦП "Кадры", госконтракт 14.740.11.0187.

Литература

1. *Boghossian N.D., Patchett P.J., Ross G.M., Gehrels G.E.* Nd isotopes and the source of sediments in the miogeocline of the Canadian Cordillera // *J. of Geol.*, 1996, v. 104, N 3, p. 259-277
2. *Burwash R.A., Cavell P.A., Burwash, E.J.* Source terranes for Proterozoic sedimentary rocks in southern British Columbia: Nd isotopic and petrographic evidence // *Canad. J. Earth Sci.*, 1988, v. 25, N 6, p. 824-832
3. *Frost C.D., Winston D.* Nd-isotope systematics of coarse and fine-grained sediments: Examples from the Middle Proterozoic Belt-Purcell Supergroup // *J. of Geol.*, 1987, v. 95, N 3, p. 309-327
4. *Ross G.M., Patchett P.J., Hamilton M. et al.* Evolution of the Cordilleran orogen (southwestern Alberta, Canada) inferred from detrital mineral geochronology, geochemistry, and Nd isotopes in the foreland basin. // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005, v. 117, N 5/6, p. 747-763

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Маринова Ю.Г.

*Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия
(marinova_ocean@gmail.com)*

Введение

Восточно-Индийский хребет (другое название Хребет Девяностого градуса) является не только одним из самых протяженных линейных вулканических хребтов Мирового океана, но и одной из самых протяженных линейных структур Земли. При средней ширине порядка 200 км он протягивается в меридиональном направлении почти на 5000 км. Хребет отчетливо выражен в рельефе дна от примерно 31° ю.ш. в районе его пересечения с хребтом Броккен до 10° с.ш., где он исчезает под осадками Бенгальского фэна [1,8].

Новые данные

Новые детальные геолого-геофизические исследования были выполнены на Восточно-Индийском хребте в июне-августе 2007 г. в рейсе #KNOX06RR американского научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» при участии сотрудника института океанологии О.В. Левченко [4] (рис. 1). В некоторых районах Восточно-Индийского хребта детальная геофизическая съемка уже проводилась ранее, однако данные там были собраны более 25 лет назад и их детальность и качество уже не удовлетворяют современным требованиям. В рейсе #KNOX06RR вдоль основной части хребта протяженностью 3 500 км между 5.5° с.ш. 21° ю.ш. на шести полигонах были выполнены батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, высокоразрешающая сейсмоакустика чирп-сонаром, многоканальная сейсмика, магнитометрия и гравиметрия, а также в 33 точках были взяты драгировки [4].

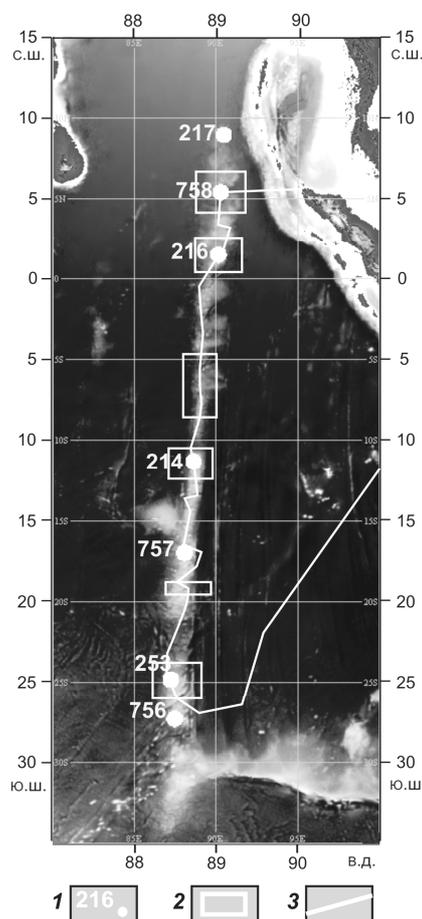


Рис. 1. Схема района работ в рейсе #KNOX06RR судна Роджер Ревелл. 1 - скважины глубоководного бурения DSDP и ODP; 2 – полигоны многоканальной сейсмической съемки; 3 – маршрут рейса.

Съемка с многолучевым эхолотом и данные многоканальной сейсмики показали существенные изменения по простиранию в морфологии хребта и в строении его осадочного чехла. В северной части от 10° с. ш. до 5° ю.ш. Восточно-Индийский хребет представлен отдельными, хорошо выраженными вулканическими сооружениями. Отчетливо выделяются блоки протяженностью 50-80 км, разделенные разломами СВ простирания с амплитудой 0.7-1 км. В этой части хребта выявлены разрывные нарушения сбросового типа как а фундаменте, так и в осадочном

чехле, с амплитудой смещения от десятков до сотен метров [3,6]. Особенности рельефа в сочетании с анализом сейсмопрофилей, позволяют выявить в пределах северной части несколько систем разрывных нарушений. Две основные имеют СВ и СЗ простирание, причем СВ система образуют крупные грабенообразные структуры, местами пересекающие весь хребет. СЗ ориентировку имеют более молодые разломы. В рельефе фундамента встречаются диапироподобные выступы досреднеэоценового возраста. Особый интерес на одном из полигонов в северной части хребта вызывает изометричная возвышенность, расположенная на его восточном борту (рис. 2).

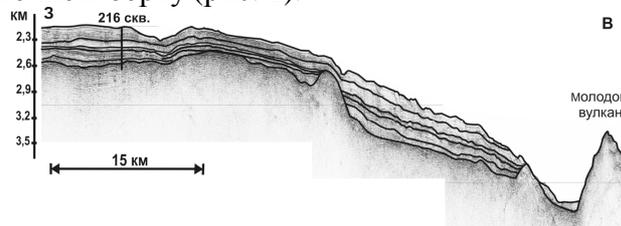


Рис. 2. Характерный сейсмический разрез северной части хребта

Это образование не имеет слоистости на сейсмической записи и на профилях контактирует с самыми молодыми осадочными комплексами, такие признаки характерны для молодых вулканических построек [5].

Средняя часть Восточно-Индийского хребта имеет принципиально другое строение. В целом четкий меридиональный стиль крупных форм рельефа отличается от эшелонированных систем северной части хребта и граница раздела между этими частями проходит по 5° ю.ш. Тектонические дислокации, видимые в плане и разрезе, образуют две системы, не похожие на те, что наблюдались в северной части хребта. Здесь более четко выражена система меридиональных и широтных нарушений [5]. Также отчетливо выделяются крупные субширотные депрессии глубиной до 3,5 км, сформированные мощными сбросами, которые образовались на ранних стадиях формирования хребта (рис. 3). Эти крупные грабены, в свою очередь, заполнены осадками, интенсивно деформированными

во время перестройки кинематики движения литосферных плит в эоцене. На меридиональных профилях, в отличие от широтных, осадочный чехол и акустический фундамент более интенсивно деформированы. Особенно хорошо это прослеживается в нижнем стратифицированном мелководном комплексе [6]. Труднее выделить эти складчато-разрывные деформации в верхнем акустически прозрачном комплексе пелагических отложений. Все это говорит о нескольких тектонических стадиях в истории формирования Восточно-Индийского хребта.

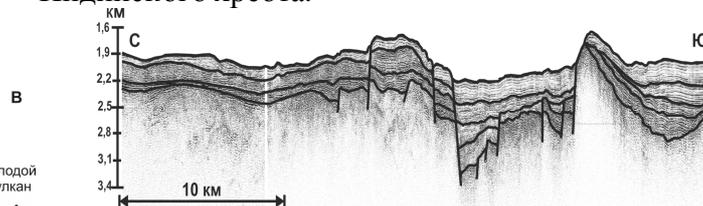


Рис.3. Характерный сейсмический разрез средней части хребта

Южная часть хребта от 5° ю.ш. до 31° ю.ш. представляет собой уже единый обширный высокий массив протяженностью около 2000 км с мощностью осадочного чехла около 200 м. Однако местами мощные вулканогенно-осадочные отложения, образующие нижнюю часть чехла, затрудняют выделение акустического фундамента. Относительно пологий западный склон южной части Восточно-Индийского хребта имеет типичную для вулканических поднятий морфологию. Восточный склон представлен серией крутых уступов высотой 1-2 км и явно сформирован разломной тектоникой. Существование здесь гигантских меридиональных разломов подтверждается ранее проведенными геофизическими исследованиями [7]. Что касается разломов СВ простирания, то по ним в новейшее время происходят лишь вертикальные подвижки. Об этом свидетельствует тот факт, что такие разломы, продолжаясь в пределы расположенных восточнее Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, не вызывают при этом смещений

субмеридиональных разломов зоны грабена Восточно-Индийского желоба [3].

Отличительной особенностью южной части Восточно-Индийского хребта является наличие многочисленных вулканических построек - как одиночных гор, так и вытянутых линейных цепочек СВ простирания (рис. 4).

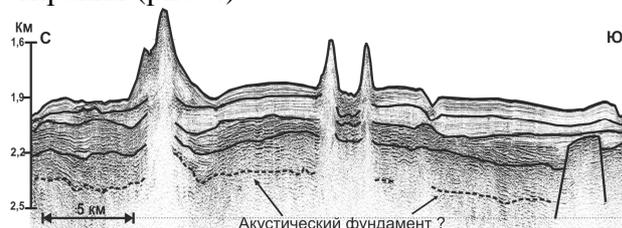


Рис. 4. Характерный сейсмический разрез южной части хребта.

Ранее несколько подобных вулканических построек было выявлено в центральной части хребта в результате сейсмопрофилирования и батиметрической съемки с «мультибимом» [2, 10]. Возраст базальтов, драгированных с одного из вулканов, определен как поздний миоцен [2]. По данным сейсмостратиграфического анализа возраст вулканических построек в южной части хребта соответствует раннему миоцену. Образование таких вулканов вероятно связано с импульсами тектонической реактивизации около 8 млн. лет назад, инициировавшими магматическую активность в зонах пересечения разломов северо-восточного простирания с продольными как в наиболее ослабленных участках океанской литосферы [2].

Заключение

Новые геофизические данные также показали, что Восточно-Индийский хребет тектонически намного активнее, чем считалось ранее. О неотектономагматической активности Восточно-Индийского хребта свидетельствуют высокий уровень регистрируемой сейсмичности [2], а также многочисленные проявления молодого вулканизма вдоль его простирания. После образования вулканического основания имели место несколько фаз, вызвавших интенсивное дробление хребта с образованием как

мелких дислокаций, так и крупных депрессий. Возможно, выявленные в осадочном чехле молодые деформации вызваны процессами внутриплитной тектоники и внутриплитными деформациями в прилегающей Центральной котловине, а более древние деформации связаны с эпизодами перестройки кинематики литосферных плит в регионе [9]. Общая блоковая морфология Восточно-Индийского хребта и разломные деформации в его структуре указывают на значительную роль тектонических процессов в его формировании, причем среди разломов главным образом преобладают структуры растяжения.

Литература

1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. Ред. Безруков П.Л., Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1981. 255.
2. Кашищев Г.Л., Левченко О.В. Миоценовый вулканизм Восточно-Индийского хребта. Докл. АН, 2009, Т. 428, №1, с. 65-69.
3. Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта. Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. №2. с. 407-411.
4. Левченко О.В. Рейс #KNOX06RR научно-исследовательского судна «Роджер Ревел» 2007 г., геолого-геофизические исследования на восточно-Индийском хребте. Океанология. 2009. Т.49. №6. С.947-954.
5. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г. // Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии, Москва. 16-20 ноября 2009 г. Т.V. С.76-80.
6. Милановский В. Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. – Дисс. канд. геол.-мин. наук М., 1984. 180
7. Пилипенко А.И. Разломные структуры района хребта 90 (Индийский океан). Геотектоника 1996. №6. С.17-28.
8. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239.
9. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. (Edts. Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D., Subrachmanyam .C., Murthy K.S.R.) Memoir #39. Geological Society of India, Bangalore. 1998. 250 p.
10. Kopf A., Klaesshen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast Ridge, Eastern Indian Ocean. Mar. Geophys. Res. V.22. 2001. P.225-234

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНА.

Мацапулин В.У., Исаков. С.И., Юсупов А.Р.

*Институт геологии ДНЦ РАН, г. Махачкала, Россия
(isakov_156@mail.ru)*

На территории Восточного Кавказа, большую часть которого занимает территория республики Дагестан, до настоящего времени магматизм был известен в виде двух диабазовых поясов – Казбековский и Кахетинский. Наиболее распространен последний, который проходит в пределах Главного Кавказского хребта и приурочен к Главному Кавказскому (Ахтычайскому разлому), к этой зоне тяготеют и металлогенические провинции – Водораздельная с медно-колчеданным, медно-пирротинным оруденением (промышленное месторождение Кизил-Дере) и Самуро-Белореченская с кварц-сульфидным (Cu, Pb, Zn, Fe) оруденением. Это все располагается в эвгеосинклинальной зоне.

Территория, располагающаяся к северу от этой зоны, относилась к миогеосинклинали и считалась амагматической. Здесь выделяется Северный металлогенический пояс с ртутным оруденением (проявления Хпек, Казардикам, Гапцах и многочисленные геохимические аномалии и шлиховые ореолы киновари) и сурьмяное рудопроявление Хуландой на границе Дагестана с Чечней.

В сармате, акчагыле, апшероне этой территории были известны проявления вулканических пеплов, пемзы [1,2,3,8] в виде прослоев в осадочных образованиях указанного возраста. Начиная с В.П. Ренгартена (1927), образования пеплов относились к перенесенным с соседних территорий Азербайджана. И только в некоторых высказываниях [1,3] звучали представления о том, что эти пеплы связаны с вулканическими процессами, проходившими на территории самого Дагестана. Это относится к четвертичным образованиям в районе селения Белиджи и

сарматским пеплам в районе селения Хучни в южном Дагестане. Эти высказывания не основывались на серьезном анализе и им не придавалось особого значения. Дальнейшее изучение вулканических пеплов было прекращено. Хотя по косвенным признакам существовали представления о магматической активности этой части Дагестана у многих геологов, длительное время занимавшихся проблемами геологии территории. В публикациях это ярко отмечено по особенностям формирования тектонических структур у А.К. Васильева, 2008, по сейсмологии Р.А. Левковича, 2010, по тепловым потокам, изотопному составу элементов He, C, O₂ и др., но прямых доказательств существования вулканизма не было.

В 2006 году работами Института геологии ДНЦ РАН [6] были установлены проявления пеплов в центральном Дагестане – на окраине г. Буйнакска и сел. Леваша. В последующие годы список проявлений вулканических пеплов расширился – были установлены пеплы в Нарат-Тюбинском хребте в связи с проходящей здесь зоной разломов, Урминское плато, в окрестностях г. Дербент, в долине р. Рубас-чай, в окрестностях сел. Касумкент. Есть предпосылки обнаружения пеплов, исходя из геологических и шлихо-минералогических данных, и в других районах – долины рр. Ярык-Су, Экибулак. Особенностью отмеченных в последнее время проявлений вулканических пеплов является то, что они установлены впервые, они связаны с тектоническими полостями, с ними формируются изменения вмещающих пород: ожелезнение, окремнение, карбонатизация, образование гипса волокнистого (селенита) и ряд

минералого-геохимических особенностей. Всего в настоящее время, совместно с данными предшественников, на рассматриваемой территории известно порядка 30 проявлений пеплов. На территории не проводились работы государственной геологической съемки 1:50 000, 1:200 000 масштаба. Полагаем, что при проведении этих работ масштабы распространенности вулканических пеплов расширятся.

По имеющимся материалам геологии, химико-минералогическим анализам вулканических пеплов их можно предварительно классифицировать по следующим параметрам. По возрасту выделяются пеплы: контакт нижне-верхнемеловых отложений (сс. Цудахар, Акуша); эоценовые известняки Урминского плато, сармат – (с. Хучни); акчагыл, апшерон (бассейны рек Гюльгерычай, Рубасчай), четвертичные рыхлые образования - террасы рек Эрпели-Озень, Халагорк, морские террасы третьего уровня (окраина г. Дербента). Проявления Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские, связаны с тектоническими полостями и несомненно являются проявлениями местного вулканизма; проявления бассейна р. Рубасчай тесно связаны с образованиями травертина, волокнистого гипса (селенита), эпигенетичны по отношению к вмещающим песчано-глинистым породам акчагыл+апшерон возраста считаем также связанными с местными процессами вулканизма. Вулканические пеплы, залегающие на рыхлых четвертичных образованиях пока (без детального анализа) отнесены к перенесенным пеплам. Для них необходимо детально проанализировать гранулометрию, минералогию, химический состав, сопоставить с местными проявлениями пеплов и пеплами для которых перенесенный характер достоверно установлен и только после этого можно будет сделать заключение о типе этих пеплов: переотложенные или *in situ*. Хотя

уже имеются некоторые данные, свидетельствующие в пользу местного образования этих пеплов. Так Буйнакские пеплы в основании пласта содержат породы в виде своеобразных стяжений, желваков. Они представлены пелитоморфным карбонатом, цементирующим обломочки песчаных размеров плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, вулканического стекла (или аморфного кремнезема). Эти желваки имеют редкие пузырьчатые пустотелые наросты, внутри их отмечаются единичные пустотелые трещинки. Нижняя часть этих образований (соприкасающаяся с грунтом) имеет пемзовидную текстуру. Подобные образования редко отмечаются в самом пласте пеплов. Но они имеют гладкую поверхность, пемзовидная корочка отсутствует.

Изотопные анализы углерода, кислорода, карбоната этих образований показывает их отличие от таковых вмещающих известняков нижнего и среднего мела. Совокупность имеющихся данных позволяет считать, что эти желваки образовались совместно с вулканическими пеплами, в которых они найдены и переносились одновременно с пеплами. Но желваки и им подобные образования размерами до 10см * 6см не могли переноситься на значительные (>100 км) расстояния, они возникли совместно с пеплами за счет местных процессов. Кроме того, на некотором удалении от этого (2-3 км) проявления пеплов в балке устанавливаются красноцветы. По нашим представлениям это были растворы, содержащие глинисто-гематитовый материал, придававший красный цвет рыхлым аллювиально-делювиальным образованиям при их пропитывании. Подобные глинистые образования в виде своеобразных котлов с пульпой встречаются в долине «Гейзеров» на Камчатке[7]. То есть, мы считаем, что вулканогенные пеплы и красноцветы имели единый источник образования.

Химический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %%)

Таблица 1

Поле вой номер	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	п.п.п.	Σ
6-9	98,82	0,30	0,05	<0,25	0,09	0,01	<0,01	<0,10	<0,10	0,003	0,02	0,10	0,34	99,66
2-9	61,20	18,19	0,39	0,37	2,39	0,19	<0,01	0,36	1,01	3,24	0,92	1,43	9,18	100,06
4-9	57,6	24,70	1,70	0,29	1,30	0,45	<0,01	0,32	0,80	3,28	0,64	0,34	8,82	100,24

Пеплы Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские (встречающиеся в долинах рек Истисув, Шура-Озень, на Буйнакском перевале) связаны с тектоническими полостями, образованными в слабосцементированных кварцевых песчаниках, легко разрушающихся в руках, чокрак-караганского возраста. В них отмечаются пласты нагнетания глинисто-железистого состава, пеплов, пеплы в трещиноватых формах и др.. Все это хорошо согласуется с нашими представлениями о том, что пепловый материал формировался при падении давления в тектонической полости до атмосферного на определенной глубине от земной поверхности как это показано в [4]. После взрыва, образуется пепло-газо-паровой флюид, движущийся к поверхности и формирующий изменения вмещающих пород, трещинки с пеплом, пласты нагнетания и все формы отмечающихся при этом. Исходя из этой позиции мы описывали это как вулканические пеплы, сопровождающиеся сопутствующими изменениями пород. Но приведенные химические, минералогические анализы этих пеплов показали, что они нацело (98-99%) состоят

из кремнезема, минералогия их представлена кварцем и халцедоном. Чисто силикатный состав пеплов вызвал у специалистов нарекания; в литературе подобных пеплов не отмечается. Хотя запрета на образования подобных пеплов нет. Изучение минералогии и петрографии пеплов показало, что это действительно не пеплы, а кварцевые пески вмещающих пород, вовлеченные в движение флюидного потока к поверхности. Их образования связано с формированием вулканогенных пеплов. Это стало понятным после изучения проявления пеплов р. Истисув. Здесь отмечаются две эпигенетические зоны с кварцевым материалом, они почти вкрест простирания пересекают песчаные пласты, в них устанавливается незначительная примесь вулканического стекла, свидетельствующие о связи этих зон с вулканогенным процессом. Третья зона развивается по межпластовым (песчаников) полостям, в них отмечаются изменения вмещающих пород – окремнение, ожелезнение, самородная сера, и вулканические пеплы с вулканическим стеклом.

Минералогический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %)

Таблица 2

№№ п/п	Номера проб Минералы	5-9	6-9	2-9	4-9
		1	Кварц	56,29	18,78
2	Полевой шпат	9,54	46,58	9,71	11,58
3	Лимонитизир. обломки	-	-	0,96	4,83
4	Серицитизир. пол. шпат	4,63	33,62	1,92	3,86
5	Окремненные породы	9,10	1,17	2,87	3,86
6	Пепел вулканический	12,32	-	68,76	54,21
7	Вулканическое стекло	0,81	0,03	12,88	10,81
8	Мусковит	1,87	-	2,07	3,13
	Сумма	94,56	100	100	100

Пробы 5-9, 6-9 – зернистый цементированный кварцевый материал из зоны 1, пробы 2-9, 4-9 вулканические пеплы из зоны 3. В пробе 5-9 отмечается тяжелая фракция – 5,44%, представленная ильменитом, цирконом, рутилом, лейкоксеном, кианитом, силлиманитом, ставролитом, эпидот-цоизитом, турмалином, лимонитом, гранатом, лимонитизированные обломки пород. Подчеркнутые минералы, образующиеся с флюидным процессом, остальные – типичные минералы тяжелой фракции вмещающих пород.

Из приведенных в таблицах 1,2 минералогических и химических анализов проведенных по кварцевым измененным породам и вулканическим пеплам видно, что кварцевые породы – это песчаники проработанные флюидами. В них отмечено даже вулканическое стекло, не отмечающаяся во вмещающих породах. Порода на 98% состоит из кремнезема. В пеплах отмечено вулканическое стекло и вулканический пепел. Под последним понимаются мельчайший вулканический материал, слипшийся в комочки. Подобные образования, присущие вулканическим пеплам, описываются и в литературе [5]. Исходя из рассмотренного материала можно сказать, что вулканическое стекло – основной индикатор для отнесения рассматриваемых образований к пеплам. К образованиям, сформировавшимся на месте, можно отнести уверенно проявления связанные с тектоническими полостями и

сопровождающие вулканические пеплы процессы образования ожелезненных пород, окремнения, образование пластов нагнетания глин, карбонатизация (в виде травертина), формирование гипсовой минерализации (селенит), эпигенетическое соотношение пепловых тел с вмещающими породами.

Установление вулканической деятельности в регионе весьма актуально и может повлечь за собой изменение представлений на геотектонику, геодинамику, металлогению.

Литература

1. В.Д. Голубятников Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Л.: Госгеолиздат 1940. 202 с.
2. Л.И. Горбунова Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана // Литология и полезные ископаемые, № 2, 1966. С.126-130.
3. Г.К. Керимов, И.Э. Эфендиев О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР, Т.233, №2, 1977. С.352-354.
4. Н.В. Короновский Общая геология. М., 2006. 526 с.
5. И.П. Лаверов, Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука 2005. 604 с.
6. В.У. Мацапулин, А.Р. Юсупов Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007. С.98-104.
7. А.М. Нечаев Долина гейзеров. М.: Логата, 2007. 166 с.
8. В.П. Ренгартен Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. Изв. Геологического комитета, XLVI, 1927, 152с.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Медведев П.В., Медведева Е.П.

ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, Россия
(PMedvedev@lukoilymn.ru)

Усилиями российской нефтяной компании «ЛУКОЙЛ» с помощью ряда геофизических предприятий, начиная с 1995 года, в значительной степени были уточнены представления о геологическом строении акватории Северного и Среднего Каспия.

Осадочный чехол Скифско-Туранской эпигерцинской платформы охватывает отложения мезозоя и кайнозоя от юрских до четвертичных [1-10] и в пределах изучаемой части акватории изменяется по толщине от 900м до 9500м. На подстилающихся породах переходного пермско-триассового комплекса отложения платформенного чехла залегают с угловым и стратиграфическим несогласием.

По данным бурения и сейсморазведки в осадочном чехле акватории Каспия выделяются многочисленные перерывы в осадконакоплении, различные по длительности, характеру выраженности в разрезе, мощности размытых пород. Наиболее крупными из них, прослеживающимися почти повсеместно, являются предъюрский, предпозднеюрский, предмеловой, послемайкопский, предплиоценовый. Резкое изменение толщин альбских, датских и верхнеэоценовых (белоглинская свита) отложений, вскрытых морскими скважинами, может свидетельствовать о проявлении предпозднемелового, предпалеогенового и предмайкопского перерывов.

Вместе с тем, анализ сейсмических разрезов и региональных структурных карт по различным горизонтам осадочного чехла акватории Северного и Среднего Каспия и его обрамлений показывает, что в юрско-палеогеновое время существенной перестройки структурных планов не происходило [11,12]. Большинство

разнопорядковых тектонических элементов (рис 1), прослеживаемых в современной структуре платформенного чехла, испытало четко выраженное одноплановое развитие, унаследованное от предыдущих эпох, что обеспечило их плановое и морфологическое соответствие. Отрицательным структурным элементам соответствуют увеличенные значения толщин и, по-видимому, стратиграфическая полнота разреза. Сокращенные толщины характерны для приподнятых зон, что связывается с дифференцированными блоковыми перемещениями, определившими как конседиментационные их изменения, так и величину денудационного среза.

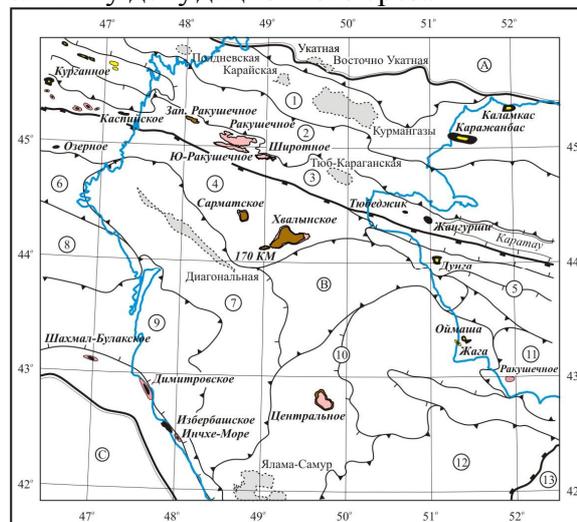


Рис. 1. Схема тектоники осадочного чехла акватории Северного и Среднего Каспия.

А - Восточно-Европейская платформа. Прикаспийская впадина; В - Скифско-Туранская эпигерцинская платформа; Карпинско-Мангышлакская система дислокаций: 1 - Поддневско-Бузачинский сложный вал; 2 - Джанайско-Южно-Бузачинский прогиб; 3 - Каспийско-Каратауский сложный вал; Прикумско-Центрально-Каспийская система поднятий и прогибов: 4 - Маньчско-Хвалынская структурная ступень; 5 - Жетыбай-Узеньская структурная ступень; 6 - Прикумская зона поднятий; 7 - Центрально-Каспийская моноклираль; 8 - Ногайско-Тарумовская ступень; 9 - Терско-Каспийский прогиб; 10 - Самурско-Песчаномысская система сводовых поднятий; 11 - Южно-Мангышлакский прогиб; 12 - Прогиб Казахского залива; 13 - Карабогазский свод; С - Антиклинорий Большого Кавказа.

Наиболее существенная структурная перестройка произошла в послемайкопское время, что обусловило глубокий размыв майкопских отложений на всей изучаемой акватории, за исключением Терско-Каспийского прогиба. Активное погружение последнего сопровождалось накоплением значительных (свыше 2,0 км) толщ средне- и верхнемиоценовых отложений в его акваториальной части (Терско-Сулакская депрессия), где они без видимого несогласия залегают на майкопских глинах. В современных разрезах акватории распространение средневерхнемиоценовых отложений ограничивается с востока долиной палео-Волги, правый борт которой они слагают. К северу и к востоку от него указанный комплекс в разрезах акватории отсутствует и появляется вновь на западе Туранской плиты, где он трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на подстилающих породах [2, 10].

В пределах Карпинско-Мангышлакской системы поднятий майкопские отложения в значительной степени, а в сводах структур Полдневская, Курмангазы и др. полностью размывы, и на эрозионную поверхность выведены различные горизонты мела и палеогена. Разновозрастная эрозионная поверхность перекрыта плиоцен-четвертичными (начиная с акчагыльских) отложениями толщиной от 100 до 600 м.

К югу от Карпинско-Мангышлакской зоны эрозионная поверхность майкопа перекрывается среднеплиоценовой (аналог балаханской серии) толщей. На сейсмических разрезах она характеризуется двучленным строением. Нижняя слоистая толща заполняет глубокие эрозионные впадины в майкопских отложениях (толщина свыше 600 м), а верхняя, со слабовыраженной слоистостью, плащеобразно перекрывает большую часть акватории Среднего Каспия и выклинивается на склонах Песчаномысско-Ракушечного свода. В скважине 1 Центральная толщина этой пачки составляет 400 м. Нижняя пачка вскрыта скважинами 1 Палеорусло, 1 Диагональная

и, предположительно, скважинами 1, 3, 4 Хвалынскими и 1 Сарматская.

В акваториальной части Терско-Каспийского прогиба среднеплиоценовые отложения небольшой (до 300 м) толщины залегают на размывной поверхности сарматских пород и также с размывом перекрываются верхнеплиоцен-четвертичными отложениями, начиная с акчагыльских.

В плиоцен-четвертичное время отмечается ряд циклов морской седиментации (начиная с обширной акчагыльской трансгрессии) на фоне все более проявляющейся тенденции к сокращению площади морского бассейна. Толщина накопившихся плиоцен-четвертичных отложений увеличивается с севера на юг от 125 м (свод поднятия Курмангазы) до 2,5 км (Терско-Капийский прогиб). Величина погружения Самурско-Центральной зоны, для которой характерно некомпенсированное прогибание, превышает 1000 м. На фоне общего погружения акватории сохраняется структурная дифференциация региона, характерная для юрско-нижнемиоценового структурного этажа и отражающаяся в накопленных толщинах плиоцен-четвертичных отложений.

Таким образом, изучение современного распределения толщин, сохранившихся от размыва майкопских отложений в сочетании с анализом их соотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами осадков, свидетельствует о том, что в новейшей (послемайкопской) истории развития региона прослеживаются несколько фаз активизации тектонических движений. На границе нижнего и среднего миоцена значительная часть акватории Северного и Среднего Каспия испытывает региональное воздымание и осушение, сопровождаемое размывом накопленных толщ. При этом глубина размыва примерно соответствует амплитудам поднятий. Наиболее активное воздымание испытывает Карпинско-Мангышлакская зона, которая оставалась сушей вплоть до верхнего плиоцена, что обусловило глубокий размыв майкопской толщи.

Региональное воздымание которое сопровождалось проявлением активных структуроформирующих движений отмечается в Самурско-Песчаномысской зоне. Наибольшие амплитуды поднятий характерны для Полдневско-Кулалинского Ракушечно-Широтного и Тюб-Караганского валов. По предварительным оценкам, прирост амплитуд указанных валов за период со среднего миоцена до акчагыла достигал 600 м и более, а по отношению к разделяющему их Северо-Ракушечному прогибу превышает 300 м [11].

Терско-Капийский прогиб в среднем и верхнем миоцене испытывает, как уже отмечалось, активное погружение амплитудой до 2,0 км. Вся акватория к востоку от него и к югу от Карпинско-Мангышлакской зоны в среднем и верхнем миоцене, по-видимому, покрывается морем с накоплением незначительных толщ.

Предсреднеплиоценовая регрессия, связанная с резким падением уровня Каспийского моря [6], обусловила осушение всей акватории Северного и Среднего Каспия и глубокий размыв миоценовых и нижнеплиоценовых отложений.

Накопление среднеплиоценовых отложений в изучаемой части акватории вначале происходило в континентальных условиях и ограничивалось руслами речных систем, а затем, по мере развития трансгрессии, в условиях мелководного шельфа, охватившего всю западную акваторию Среднего Каспия и Восточное Предкавказье. Северным ограничением среднеплиоценового шельфа служил южный склон вала Карпинского и его морское продолжение.

Преакчагыльская фаза активизации тектонических движений наиболее активно проявилась в пределах Карпинско-Мангышлакских дислокаций и в западной части Туранской плиты. Структуроформирующие движения носили унаследованный от предшествующей фазы характер, однако темпы структурной дифференциации значительно снизились.

Активное погружение Терско-Каспийского прогиба в верхнеплиоцен-четвертичное время (свыше 2,5 км) на фоне

общего прогибания акватории Каспия значительно усилило структурную дифференциацию осадочного чехла и во многом определило его современное строение.

Структурная дифференциация акватории Каспия за новейший период находит прямое отражение в распределении толщин неоген-четвертичных отложений. В пределах Карпинско-Мангышлакской зоны их значения не превышают 500 м, а в Терско-Каспийском прогибе они достигают 5000 м, что примерно соответствует величине амплитуды погружения за новейшее время.

Анализ особенностей развития локальных структур выявленных сейсморазведкой в юрско-меловом комплексе отложений, свидетельствует об определяющей роли новейших тектонических движений в их формировании [11]. Это относится к поднятиям Карпинско-Мангышлакской зоны (Ракушечное, Широтное, Тюб-Караган, Курмангазы), Хвалынско-Сарматской ступени (Хвалынское, Сарматское, 170 км), а также Самурско-Песчаномысской приподнятой зоны (Ялама-Самур, Центральное). Заложение их относится, как правило, к позднеюрскому или раннемеловому времени, однако современные размеры и амплитуды структур сформированы в новейший этап.

В то же время значительные по амплитуде нисходящие тектонические движения плиоцен-четвертичного времени привели к выполаживанию, а чаще к полному расформированию локальных поднятий осадочного чехла возникших в юрско-палеогеновое время на обрамлениях Терско-Каспийского прогиба.

Следует также отметить, что несмотря на огромную амплитуду новейшего погружения Терско-Сулакской депрессии, ловушки неантиклинального типа (литологические, рифогенные), широкое развитие которых предполагается на ее обрамлении, сохранились, т.к. региональный наклон пластов не изменился.

Таким образом, в мезозойско-кайнозойской истории геологического

развития акватории Северного и Среднего Каспия выделяются два основных этапа – юрско-раннемиоценовый и среднемиоцено-четвертичный, сформировавших соответствующие структурные этажи.

Литература

1. Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа // *А.И. Летавин, В.Е. Орел, С.М. Чернышев и др.* - М.: Наука, 1987. – 93 с.
2. Геология, история развития и перспективы нефтегазоносности запада Туранской плиты // *С.Е. Чакабаев, Ю.С. Кононов, А.Л. Завгородний и др.* - М.: Недра, 1973. – 214 с.
3. Попков В.И. Основные черты геологического строения Среднего Каспия и прилегающей суши // Тр. СевКавГТУ; Сер. «Тектоника и геодинамика». – Ставрополь, 2003. – Вып. 1.
4. Условия формирования осадочных комплексов и особенности размещения ловушек углеводородов на шельфе Дагестана (по материалам сейсмических исследований) // *Д.Ф. Исмаилов, В.Н. Козлов, А.А. Терехов, А.В. Хортов* // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – 2005. - № 7. - С. 4-14.
5. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря / *Н.Ф. Глумов, Я.П. Маловицкий, А.А. Новиков, Б.В. Сенин.* - М.: Недра, 2004. – 342 с.
6. Каспийское море: Геология и нефтегазоносность // *Л.И. Лебедев, И.А. Алексина, Л.С. Кулакова и др.* - М.: Наука, 1987. – 295 с.
7. Попков В.И. // Тектоника запада Туранской плиты. - М.: ИГиРГИ, 1992. – 148 с.
8. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Восточном Предкавказье // *Б.А. Соколов, Ю.И. Корчагина, Д.А. Мирзоева и др.* - М.: Наука, 1990. – 205 с.
9. Бурштар М.С. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях // *М.С. Бурштар, А.Д. Бизнигаев.* - М.: Недра, 1969. – 344 с.
10. Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) // *Д.Ф. Исмаилов, В.Н. Козлов, В.Н. Мартиросян, А.А. Терехов* // Геотектоника – 2003. - № 4. – С. 51 - 63.
11. Особенности геологического строения и основные этапы развития Ракушечно-Широтного вала (акватория Северного Каспия) // *П.В. Медведев, С.В. Попович, П.Ф. Попова и др.* // Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». - Волгоград, 2007. - Вып. 66. - С. 44-59.
12. Тектоническое строение и некоторые вопросы нефтегазогеологического районирования платформенного чехла акватории Северного и Среднего Каспия / *П.В. Медведев, С.В. Попович, А.Я. Куклинский.* // Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». - Волгоград, 2008. - Вып. 67. - С. 24-39.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

Межеловский А.Д.

*Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия
(geoson@yandex.ru)*

Введение

Палеопротерозойская зеленокаменная структура Ветренный Пояс расположена на юго-восточной окраине Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Его протяженность в пределах щита более 250 км – от оз. Воронье на северо-западе до р. Онега на юго-востоке. Ширина выходов Ветренного Пояса варьируется от 15 до 85 км.

Пояс образован последовательностью осадочных, вулканогено-осадочных и вулканогенных толщ, ограниченных в плане разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа, которые погружаются в северо-северо-восточном направлении. В северо-восточной части структура граничит по региональному глубинному разлому надвигового типа с Беломорским геоблоком, который сложен неоднократно метаморфизованными в условиях фаций высокого давления преимущественно гранитоидами тоналито-гранодиоритовой ассоциации архея (2,9–2,6 млрд. лет) [3]. Региональный разлом, являющийся границей Беломорского геоблока и Ветренного Пояса, представляет собой надвиг и отчетливо фиксируется по зоне максимального горизонтального градиента силы тяжести.

На юго-западе породы Ветренного Пояса надвинуты на саамское серогнейсовое основание и лопийские зеленокаменные пояса Карельского геоблока.

В строении пояса принимают участие следующие свиты, сменяющиеся с юго-запада на северо-восток [2]:

Нижняя терригенно-осадочная токшинская свита представлена кварцитами и аркозовыми песчаниками, залегающими на древнем основании и лопийских зеленокаменных поясах. Выше согласно залегает вулканогенная базальтовая и

андезибазальтовая киричская свита. Далее по разрезу с несогласием залегают полимиктовые конгломераты калгачинской свиты. Эту свиту, также с несогласием, перекрывает терригенно-карбонатная кожозерская свита, сложенная преимущественно аркозовыми песчаниками и мраморизованными известняками. Выше согласно залегает песчано-глинистая виленгская свита. Завершают разрез коматиитовые базальты свиты ветренного пояса.

При комплексном изучении структуры, включающим интерпретацию геофизических данных, анализ материалов дистанционного зондирования, морфоструктурный анализ, изучение петрографического состава и петролого-геохимических особенностей слагающих структуру метавулканитов, позволили существенно уточнить представления о геологическом строении Ветренного Пояса и выявить его блоковое строение.

Интерпретация геофизических данных

Результаты интерпретации гравиметрических данных показали, что в составе Ветренного Пояса выделяются три блока: Нюхчереченский, Кожозерский и Ундозерский, отличающиеся мощностями и глубиной залегания как всего зеленокаменного комплекса, так и его верхней свиты (свита ветренного пояса), в состав которой входят метавулканиты мафит–ультрамафитового состава.

Южный (Ундозерский) блок соответствует более широкой части структуры. Судя по соотношению отрицательных и положительных аномалий силы тяжести, в его пределах широко развиты терригенно-осадочные образования (в центральной и юго-западной частях) и меньше – мафит–ультрамафиты (в северо-

восточной части). Мощность метавулканитов здесь достигает 5 км. В пределах центрального (Кожозерского) блока отмечается небольшая положительная аномалия; остальная часть характеризуется отрицательными значениями силы тяжести. По площади этот блок в 7–8 раз меньше Ундозерского. Мощность мафит–ультрамафитов здесь не превышает 2 км. Северный (Нюхчереченский) блок представляет собой конус, сужающийся к северо-западу. Его главная особенность в контрастной положительной аномалии, которая занимает всю его площадь. В пределах этого блока широко развиты мафит–ультрамафиты, имеющие мощность до 3 км, а также присутствующие в большом объеме интрузивные массивы габбро-перидотитового состава. Границы между блоками проходят по зонам сближенных разрывных нарушений северо-восточного простирания, которые, кроме вертикальной, имеют и сдвиговую составляющую [1].

Морфоструктурный анализ

Морфоструктурный анализ территории проводился для изучения влияния более поздних тектонических движений (в том числе и неотектонических) на формирование блоковой структуры Ветреного Пояса. Он включал дешифрирование линейных и кольцевых объектов по плановому рисунку эрозионного расчленения рельефа, по моделям цифрового рельефа и топографическим картам масштаба 1:500000 и 1:200000. Дополнительно привлекались космические снимки спутника Landsat 7 ETM+, которые подвергались предварительной тематической обработке.

Результаты морфоструктурного анализа и дешифрирование материалов дистанционного зондирования показали, что выделенные по геофизическим данным блоки в строении Ветреного Пояса отличаются между собой ориентировкой и густотой линеаментов, наличием кольцевых структур, амплитудами рельефа.

В пределах Нюхчереченского блока распространены преимущественно линейные объекты главным образом западного и северо-западного простирания. Подчиненное распространение имеют относительно мелкие полукольцевые (диаметром до 12 км) объекты, частично расположенные на окончании протяженных линеаментов. В морфоструктурном плане Нюхчереченский блок представлен системой валообразных поднятий с амплитудами превышений 300 м и более.

В пределах Кожозерского блока линейные объекты имеют преимущественно север – северо-восточную ориентировку. По сравнению с Нюхчереченским блоком отмечается снижение амплитуд конэрозионных поднятий (150–180 м).

Ундозерский блок практически полностью занимает кольцевая макроструктура, осложненная, как правило, незамкнутыми концентрическими сателлитами; линеаменты имеют различное простирание. Территория Ундозерского блока отличается наименьшими значениями новейших поднятий.

Таким образом, выделенные блоки: Ундозерский, Кожозерский и Нюхчереченский отличаются морфологией и размерами в плане, преобладающими простираниями линеаментов и наличием или отсутствием кольцевых структур, различным уровнем превышений современного рельефа.

Геохимические особенности

Для петрографо–геохимической характеристики автором были выбраны коматиитовые базальты свиты ветреного пояса, завершающие разрез зеленокаменной структуры Петрографические, петрологические и геохимические исследования пород на разных участках Ветреного Пояса показали их однородность на всей площади структуры. Они по содержанию кремнезема принадлежат к группе преимущественно основных и реже – ультраосновных и средних, являются низкощелочными ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0,15–3,65%), умеренножелезистыми (FeO^* 8,54–12,19%), умереннотитанистыми (TiO_2 0,40–0,93%).

Отличительным признаком метавулканитов являются высокие содержания MgO (до 25%), что характерно для коматиитов и коматиитовых базальтов. Породы относятся к известково-щелочной серии, типичной для островодужных обстановок, в т.ч. задуговых бассейнов. Пологонаклонный характер распределения редкоземельных ($La_N/Yb_N = 2,82-5,02$) и редких элементов, в том числе отрицательная аномалия Nb, подтверждают это вывод (рис. 1).

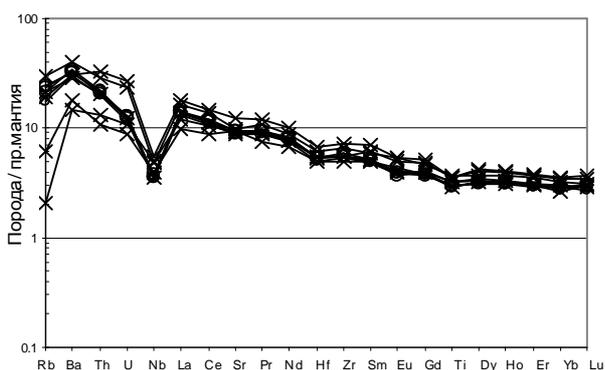


Рис. 1. Диаграмма распределения редких элементов. Примечание: X – северо-запад Ветреного Пояса (г. Голец), O – юго-восток Ветреного Пояса (г. Мяндуха).

Латеральная однородность чувствительных к изменению геодинамических обстановок вулканитов преимущественно основного состава свиты ветреного пояса скорее всего свидетельствует о единых геодинамических условиях, существовавших в момент формирования данной свиты. Следовательно, выделяемые в современной структуре Ветреного Пояса блоки (Ундозерский, Кожозерский и Нюхчереченский) образовались в более поздние периоды его геологической истории.

Незначительные геохимические различия в составе метавулканитов свиты ветреного пояса в Нюхчереченском и Ундозерском блоках, скорее всего, объясняются различным уровнем эрозионного среза свиты в составе указанных блоков, а, следовательно, и выходом на поверхность различных частей разреза метавулканитов, что следует учитывать при дальнейшем изучении территории, в т.ч. рудоносности.

Литература

1. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блоковое строение Ветреного Пояса. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2010. №2. С. 17–23.
2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

НЕИНВЕРСИОННАЯ ПРИРОДА ПОЛОСОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ

Мелихов В.Р., Лыгин И.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(ivanlygin@mail.com)

Появление чередующихся аномалий обоого знака связано с разломной тектоникой, горизонтальной сегментацией пластовых внедрений (силлов), трещинами в жесткой коре, вертикальными перемещениями блоков, перемагничиванием на границах тел.

Для понимания причин появления линейных магнитных аномалий в океане рассмотрим вышеперечисленные явления более подробно и начнем со структуры напряжений в астеносферном потоке Срединного хребта.

Восходящий астеносферный поток по мере продвижения вверх обогащается летучими компонентами, разуплотняется, и в стремлении увеличить занимаемый объем, увеличивает давление на стенки литосферной плиты в тщетном стремлении их раздвинуть. Горизонтальное растягивающее давление снизу вверх нарастает. В то же время уменьшается литостатическое давление в вертикальной колонке пород. В результате, жесткий верхний слой коры отслаивается, и приходит в горизонтальное движение. Частичная разгрузка напряжений происходит именно здесь. Важно еще раз подчеркнуть, что от оси хребта расходятся не мощные 700 километровые литосферные плиты, а тонкая жесткая новообразованная верхняя кора.

Данные сейсмической томографии свидетельствуют о повсеместной субгоризонтальной расслоенности скоростей в верхней мантии. В самом же теле рифта растягивающие напряжения должны создавать противоположную субвертикальную зональность восходящих потоков вещества, и это подтверждается интерпретацией С.М. Зверева [1] для профиля ГСЗ по Анголо-Бразильскому геотраверсу. Правомочны следующие

предварительные выводы: центральная зона рифта обладает уникальной и практически неизменной структурой, стабильной в своем плановом положении. Над ней всегда должно присутствовать антиклинальное поднятие в подводном рельефе и отрицательная аномалия Буге в поле силы тяжести - следы восходящего астеносферного потока.

Внедрения магмы происходят по продольным трещинам, распределенным в широкой сводовой части поднятия, разогретой астеносферным клином. В водной среде океанов, где остывание новообразованных пород чрезвычайно быстрое, формы излияний имеют свою специфику. В центральной зоне растяжения, в непосредственной близости к центру симметрии (рифтовой долине) имеют место глыбовые формы поверхностных излияний в водную среду, глыбовые формы внедрений в кору, выдавливание блоков с вертикальными стенками придонного рельефа.

На крыльях центральной зоны раздвиговые напряжения, ранее способствовавшие горизонтальным сколам, отслоению твердой коры, должны обеспечивать и внедрение под неё магматических пластовых тел, силлов, тем самым наращивать под твердой корой видимость обширных пластовых горизонтальных излияний. Их вернее назвать сегментированными пластовыми интрузиями, которые повышают пластичность подкорового горизонта, обеспечивая условия для скольжения. Одновременно магматические внедрения создают дополнительные условия для растрескивания вышележащей твердой коры, формированию в трещинах гидротермальных тел.

Отмеченные причины образования подводного рельефа в значительной степени определяются случайными факторами дифференциации вещества и распределения температуры в сводовой части астеносферного потока. Однако на практике все эти причины проявляются на фоне и во взаимодействии с волновым характером поля напряжений в коре, которое обуславливает чередование линейных локальных форм растяжения-сжатия, создает среднепериодные волны рельефа и соответственно линейные аномалии магнитного поля.

Магнитное поле СОХ формируется на свежих горячих излияниях, которые приобретают термоостаточную намагниченность с вектором, индуцированным современным геомагнитным полем. При внедрении новых порций магмы в краевые зоны, отодвинувшегося магнитного слоя, происходит частичное разрушение рельефа, наложение слоев и частичное создание нового рельефа, частичное перемагничение пород с общим понижением амплитуды поля, а при соответствующем выборе нормального поля, появляются отрицательные значения, объединяющиеся в отрицательные линейные зоны. О реальности подобных рассуждений и о возможности перемагничения краев свидетельствуют стабильно широкие центральные зоны СОХ и более узкие боковые линейные зоны, возможно претерпевшие указанные изменения.

К рассматриваемой нами проблеме влияния рельефа на формирование облика магнитного поля можно отнести следующий простейший модельный пример, приведенный на рис. 1. Например, на некоторой глубине залегает вертикальный объект с формой вытянутого прямоугольного параллелепипеда, намагниченного вертикально. Если магнитное поле рассматривать на горизонтальной плоскости, полагая, что это дневной рельеф, то оно будет симметричным относительно центрального максимума и не будет никаких сомнений в вертикальной ориентировке тела. Теперь

предположим, что это же тело залегает недалеко от склона речной долины. В качестве дневного рельефа возьмем поверхность, состоящую из двух горизонтальных надпойменных речных террас, соединенных наклонной плоскостью, а тело расположим под верхней террасой. Наблюдаемая на таком рельефе магнитная аномалия резко изменится. Максимум будет фиксироваться как и ранее над верхней террасой, но на склоне, и особенно на нижней террасе, с понижением гипсометрического уровня на рельефе будет проявляться влияние нижнего отрицательного полюса. Появится отрицательная ветвь аномалии. Нечто подобное имеет место с переменным рельефом и магнитоактивным слоем на океаническом дне, а также с магнитным полем в промытых речных долинах на Сибирских траппах.

Нет сомнений, что требуются дополнительные теоретические оценки. Но из предшествующих близких по смыслу исследований ясно, что несущая частота периодичности флуктуаций рельефа антиклинального поднятия СОХ будет зависеть от толщины и жесткости коры, от параметров регионального максимума рельефа и от скорости раздвижения жесткой коры. При высоких скоростях раздвижения, период волновых форм рельефа будет большим и, наоборот, при малых скоростях волны рельефа будут сближаться. Зависимости те же, что и в распределении полосовых магнитных аномалий.

Важно еще раз подчеркнуть, что механизм появления линейных магнитных аномалий обратного знака на океанах без каких-либо инверсий геомагнитного поля вполне реален, но требует совпадения трех условий: необходимы линейные разломы в твердой коре, необходимы субвертикальные смещения коры по этим разломам, необходимы магматические проявления в зоне этих разломов. Учитывая ограниченную вертикальную мощность океанического магнитоактивного слоя и близость отрицательного полюса намагниченности магнитоактивного слоя, можно предположить, что ложный эффект

отрицательной намагниченности будет появление даже при небольших амплитудах смещения. При этом безразлично, в какое время произошли излияния (лишь бы они были) и какую форму приобрели магнитоактивные тела: в виде вертикальных или горизонтальных внедрений. В этом существе рассматриваемой проблемы!

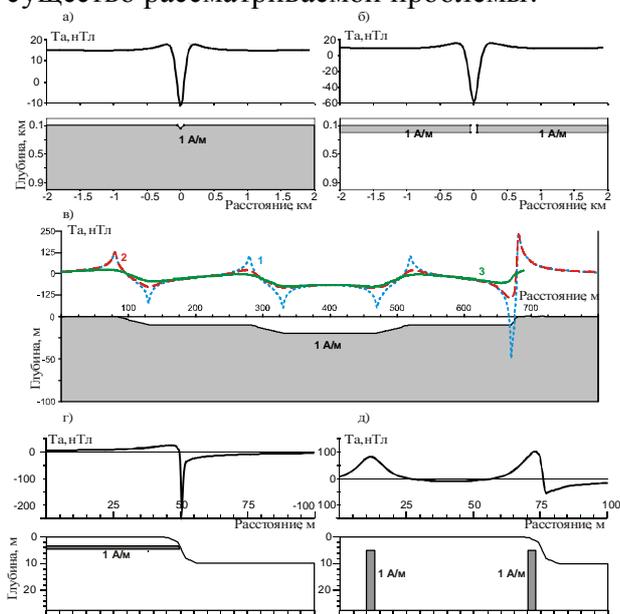


Рис. 1. Примеры, имитирующие появление отрицательных магнитных аномалий.

Разрывы в однородно намагниченном слое а) U-образное русло; б) разрыв в тонком слое; в) террасированная долина (графики полей для точек наблюдения 1 – на рельефообразующей поверхности; 2 – на высоте нуля; 3 – в 25 метрах от поверхности с огибанием); горизонтальный (г) и вертикальный (д) полупласт вблизи изгибающейся поверхности.

Литература

1. Зверев С. М., Нардов Н. М. Глубинные сейсмические исследования на Анголо-Бразильском геотраверсе // Институт Физики Земли академии наук СССР. Москва. 1986.

МОРФОТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Изосов Л.А., Казанский Б.А.,
Лепешко В.В., Съедин В.Т.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия
(yumel@poi.dvo.ru)*

Введение.

Впадина Японского моря входит в состав Азиатско-Тихоокеанского тафрогена и занимает фрагменты дорифейской Китайской параплатформы. Она является наиболее изученной структурой северо-западной части Тихого океана в геологическом отношении. Тем не менее, проблема её происхождения и развития остается во многом дискуссионной. Этому, как представляется, в значительной степени способствовало недостаточное внимание к вопросам эволюции рельефа морского дна. Между тем, формирование рельефа земной поверхности рассматривается как результат действия геодинамических сил, зарождающихся в глубинах планеты [9]. Поэтому рельеф, как результат действия эндогенных напряжений литосферы, отраженный в деформации поверхности, служит косвенным признаком геодинамической обстановки формирования конкретной структуры. Таким образом, возможна реконструкция геодинамической эволюции, как отдельных участков, так и впадины моря в целом в системе тектонической деформации рельефа.

В данной работе изложены результаты морфотектонического исследования дна Японского моря, рассматривается модель происхождения и эволюции впадины. В качестве метода исследования нами использован формационный подход. Он основан на выделении структурных парагенезов форм земной поверхности литосферы [5]. Информационной основой работы служит цифровой массив данных альтиметрии, сосредоточенный в базе ЕТОРО 1 [10]. В него входят данные батиметрических промеров, в том числе, полученные авторами в морских экспедициях.

Строение рельефа и морфотектоника впадины.

Общие контуры и морфологию прибрежной зоны впадины определяют склоны горных сооружений Сихотэ-Алиня, Восточно-Корейских, Японских и Сахалинских гор (рис. 1).

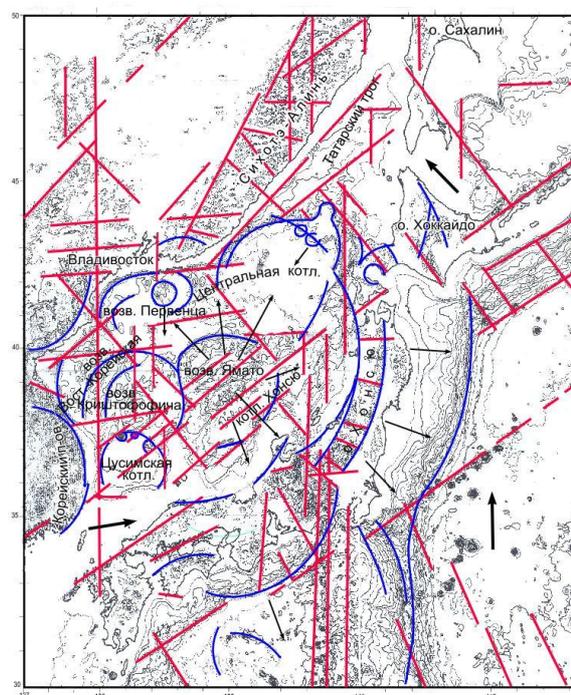


Рис. 1. Схема морфотектоники впадины Японского моря в сечении рельефа 500 м. Показаны линейные и радиальные линеаменты региона. Стрелками указаны основные направления действующих сил.

Морское дно в интервале глубин от 500 и почти до 4000 м характеризуется равномерным распределением батиметрических ступеней. Эта особенность рельефа дна связана с тектонической деструкцией фундамента на раннем этапе развития впадины, что служит основанием для выделения япономорского типа эволюции окраинных морей [3]. В прибрежной части склоны горных

сооружений составляют Прикорейский и Японо-Сахалинский бордерленды. В северной части выделяется Приморский континентальный уступ. Бордерленды характеризуются весьма расчлененным рельефом с многочисленными коническими горными поднятиями. На западе они образуют плато с изометричными и линейными горными сооружениями (возвышенности Восточно-Корейская и Криштофовича). Японо-Сахалинский бордерленд отличается линейными хребтами и вытянутыми в цепи отдельными коническими горами с острыми и плоскими вершинами. Хребты и горные цепи разделены долинами и узкими желобами. Приморский уступ составляет подводную часть континентальной террасы, протягивающейся согласно отрогам Сихотэ-Алиня. Крутые склоны уступа ограничивают днище Япономорской впадины.

Днище впадины выделяется на глубине 2500 м, которая рассматривается как граница основных морфоструктурных элементов дна Японского моря. Её равнинная поверхность местами осложняется горными сооружениями. Среди них отличается банка Ямато, которая выделяется в виде обширного мелководья с наименьшими глубинами (240-500 м) в центральной части возвышенности. Она окружена равнинами глубоководных котловин Центральной с апофизами и Хонсю. С юго-запада к ним примыкает Цусимская котловина. На северо-востоке Центральная котловина переходит в широкий Татарский трог, который далее к северу сужается и выполаживается до глубин 100 м. От котловины его отделяет Южно-Татарская зона поднятий и уступов дна.

Возвышенность Ямато представляет уникальную морфологическую структура дна Японского моря. Над равнинами котловин она возвышается на высоту до 3 км, а над поверхностью акустического фундамента Центральной котловины её высота достигает 6 км. Банка расчленена трогом на две части – плоскогорье Северное Ямато и хребет Южное Ямато.

Вершинная поверхность обеих частей осложнена холмами и невысокими одиночными горами, участками выровненной поверхности, впадинами разных размеров и конфигурации, мелкими рытвинами. Тальвеги и широкие долины часто обрамляют подножия холмов. Для свода характерны линейные уступы и резкие перегибы поверхности. Примерно на глубинах 1000 и 2000 м расположены широкие наклонные террасы. Иногда они осложнены одиночными горами. Их вершины выровнены или расчленены мелкими ложбинами. Склоны гор переходят в склоны возвышенности. Они осложненные линейными уступами и глубоко врезаемыми в склоны долинами и ложбинами, отмечаются резкие перегибы поверхности.

Особенностью структуры рельефа впадины является её зональная организация. В пределах впадины выделяются как линейные, так и радиальные системы линеаментов. Считается, что развитие линеаментов зависит от так называемых концентраторов напряжений [7]. Часто ими служат явные или скрытые трансструктурные зоны, которые отражают регматическую сеть разломов Земли. Они образуют каркас долгоживущих зон литосферы. К ним “приспосабливаются” геодинамические процессы разного характера и порядка. В условиях тектонической активизации литосферы с ними связаны миграция и локализация флюидно-магматических расплавов в земной коре. Геодинамический режим этих зон становится существенным фактором преобразования структуры Земли [8], в частности, формирования рамы и организации морфоструктуры впадины Японского моря.

По особенностям организации рельефа дна в регионе Японского моря выделяются системы радиальных и линейных линеаментов широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 1). В береговой зоне Приморья на границе шельфа и континента в процессе геологической съемки линейные линеаменты заверены Л.А. Изосовым [3].

Установлено, что линиями широтного и меридионального простирания образован наиболее древний (дорифейский) план региона. Система северо-западных разломов наиболее активно функционировала в ордовике. Структурные линии северо-восточных направлений согласуются со складчатыми структурами мезозойского периода.

Что касается возраста линеаментов Япономорской впадины, то они представляют, прежде всего, разломы фундамента, активизированные в связи с раскрытием бассейна в миоцене. Они отчетливо проявляются в поле гравитационных аномалий [12]. При этом происходила переработка – обновление одних дизъюнктивов и наложение на них более поздних разрывов. Это привело к «интерференции» разновозрастных тектонических линий. Эти структуры, вероятно, являются фрагментами деформированных и разорванных линеаментных систем, существовавших в докайнозойское время на восточной окраине континента. Их тектоническая активизация сопровождалась мощными вспышками вулканизма, формировавших морфоструктуры центрального типа.

Разломно-блоковая тектоника и вулканизм, таким образом, служат основным фактором преобразования исходного докайнозойского рельефа региона, завершившегося формированием морской впадины [5]. Стратовулканы и вулканические конусы, остаточные горстовые вулканические поднятия образуют наиболее возвышенные участки дна. С их формированием связаны кальдеры проседания и вершинные кратеры. Генетически с вулканическими постройками связаны компенсационные прогибы, представленные депрессиями дна. Другой тип вулканических структур представлен вулкано-тектоническими впадинами. Они составляют западную и восточную части Центральной котловины, к ним относится Цусимская котловина. Линейный тип вулкано-тектонической впадины представляет котловина Хонсю. Ведущую роль вулкано-тектоника играла в формировании возвышенности Ямато. Здесь

выделяются стратовулканы и вулканоструктуры более высокого порядка: секторные грабены, вулканические желоба, конусы и горсты. По морфологическим характеристикам они выделяются на уступах склона вдоль всего обрамления возвышенности.

Таким образом, особенности строения и морфоструктурная организация рельефа дна Японского моря показывает, что ведущим фактором происхождения и развития морской впадины служила разломно-блоковая тектоника, сопровождаемая повсеместно вулканической активностью литосферы. В этом отношении уникальное положение в регионе занимает вулканоструктура возвышенности Ямато. Она служит центром геодинамических напряжений, вызванных вертикальным потоком вещества с глубин тектоносферы. Создается представление, что с её развитием тектоническая деформация распространялась по радиусу на весь регион, вызывая горизонтальные перемещения блоков земной коры. В том числе, радиальный сегмент Японских островов. Если принять во внимание существование субдукционной «воронки», предполагаемой вдоль восточной окраины Азиатского континента со стационарным нисходящим общемантийным течением [6], то становится реальным их выдвигание в сторону океана.

Для исследования возможного механизма этого явления предложено механико-математическое моделирование движения тектоносферы. Трёхслойная тектоносфера в этом случае моделируется как кусочно-неоднородная среда, трансформирующаяся под действием локального разуплотнения астеносферы на фоне естественного гравитационного поля [1, 11]. Распределение изолиний интенсивности напряжений на рисунке 2 показывает, что наибольшие значения нормальных и касательных напряжений достигаются в зоне наибольшего разуплотнения.

Выражена зона центрального опускания верхнего слоя и сопутствующего утонения зоны разуплотнения в среднем слое.

Всплывающее разуплотнённое вещество оказывается не в состоянии приподнять более вязкий перекрывающий слой и растекается под ним, вызывая утонение верхнего слоя и проседание свободной верхней границы (трог возвышенности Ямато).

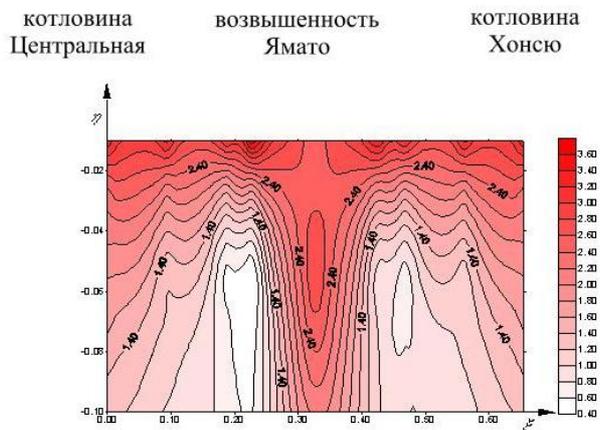


Рис. 2. График изолиний интенсивности напряжений для режима «прогиба» [1]

Максимальное опускание верхней границы достигается над разуплотнённой областью и происходит со скоростью до 1.5 мм/год , а восходящие движения в бортовых зонах характеризуются скоростями до 1.4 мм/год [1].

Предлагаемая модель даёт возможность анализа тектонических последствий движения трёхслойной тектоносферы под действием локального разуплотнения в слое пониженной вязкости – в астеносфере. При этом движение астеносферного вещества имеет характер конвекции, а движение наастеносферного и подастеносферного слоёв связано с их механическим взаимодействием с конвектирующей астеносферой. Полагаем, что наиболее разуплотнённое астеносферное вещество в центральной части регионов «всплывает» до подошвы литосферы, и далее двигается субгоризонтально вдоль неё к пограничным структурам. В литосфере центральной части регионов создаётся обстановка растяжения (тектонические депрессии), вследствие чего образуются разломные зоны проницаемости для адвектирующих к поверхности расплавов и флюидов. Астеносферное вещество, освобождаясь от флюидов и расплавов, уплотняется и погружается в

пограничных зонах до кровли вязкой подастеносферной мантии и далее двигается вдоль неё к центральной части региона. Здесь в результате «проработки» потоком флюидов высокой плотности вещество вновь разуплотняется. Таким образом, в астеносфере, разделённой на звенья (Япономорский сегмент тафрогена) образуются постоянно действующие конвективные ячейки, продуцирующие тектогенез вышележащей литосферы.

Заключение.

Геодинамическая обстановка в регионе Японского моря складывалась в кайнозой под влиянием активизации регматической сети разломов Земли, вызванной развитием локального мантийного плюма. Происхождение и развитие Япономорской впадины осуществлялось по механизму конвективной ячейки. Только непосредственная связь в сочетании глобальных, региональных и локальных эндогенных напряжений, действующих в гравитационном поле Земли, привели к современному морфологическому облику земной поверхности литосферы региона. Тектоническое дробление и волновая деструкция завершают развитие рельефа дна Японского моря. Морфоструктура дна в настоящем завершила своё развитие находится в стадии «дряхления». Она характеризуется тем, что формы поверхности интегрируются под влиянием экзогенных факторов геодинамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (Проекты 09-III-A-07-322, 09-III-A-07-325).

Литература

1. Безверхний В.Л., Осипова Е.Б. О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. С. 27-35.
2. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент-океан. // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103-113.
3. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова

- К.И.* Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36-44.
4. *Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Съедин В.Т.* Рельеф дна Японского моря в поле деформации восточной окраины Азии // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 17-20.
 5. *Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В.* Формационный анализ в геоморфологических исследованиях океана // Новые и традиционные идеи в геоморфологии V Щукинские чтения – Труды М.: Географический факультет МГУ, 2005. С. 487-491.
 6. *Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Схема глобальной эволюции Земли // ДАН, 1992. Т. 323, №3. С. 519-522.
 7. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.
 8. Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. 264 с.
 9. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики // М.: Недра, 1987. 384 с.
 10. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
 11. *Osipova Elena B., Yuri I. Melnichenko, Vladimir T. S'edin* Volcano-tectonic deformation and Japan Sea basin geodynamics // Proceedings of PEACE. Gangneung, Korea. 11-12 Sept., 2010, P.227-234.
 12. *Smith W. and Sandwell D.* Measured and Estimated Seafloor Topography (version 4.2). Word Data Center A for Marine Geology and Geophysics research publication RP-1, 1997.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Мельцер М.Л.

*Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск,
(melcer2001@mail.ru)*

Настоящая работа показывает генетические отличия золоторудных месторождений, сформированных в тектонически мобильных условиях Верхоянской континентальной окраины. Генетические особенности разновозрастного золотого оруденения являются следствием различий в интенсивности проявления отдельных геологических процессов на разных коллизионных этапах формирования складчатой области.

В начальные этапы развития складчатой области и ее обрамления, связанные с накоплением и литификацией карбонатно-терригенных толщ (R_3-C_1) и мощной толщи вулканогенно-терригенных отложений верхоянского комплекса (C_2-K_2) основная роль гидротермального процесса заключалась в пространственном перераспределении микроэлементов осадочных толщ. Обогащение толщ рудными компонентами происходило вначале под действием гидротермальных вод вулканогенного происхождения, а затем в результате действия захороненных морских вод и хлоридных рассолов метаморфогенного происхождения. Таким образом, сформировались геохимические провинции регионально обогащенные золотом, мышьяком, ртутью и другими рудогенными элементами.

В зонах западного и восточного обрамления рассматриваемой складчатой области в терригенно-карбонатных породах перераспределение микроэлементов происходило значительно ранее в результате воздействия бикарбонатно-сульфатных рассолов. Здесь основная часть золота концентрировалась в породах с повышенным содержанием органического материала. Эти особенности регионального перераспределения золота в терригенно-вулканогенных формациях Верхояно-Колымской зоны и в карбонатно-терригенных

формациях восточной окраины Сибирской платформы и Колымского супертеррейна, предопределили не только различный характер пространственного распределения месторождений золота, но также особенности их минерального состава и набор типичных элементов-примесей.

Следующий этап гидротермальной деятельности связан с формированием завершающей складчатости в позднеюрское – раннемеловое время на этапе коллизии континентального блока и островной дуги. В это время относительная целостность верхней части осадочной оболочки была нарушена. Вдоль древних зон повышенной тектономагматической активности сформировались мощные и протяженные зоны региональных разломов. Заложение и развитие зон разломов привело к быстрому снижению литостатического и флюидного давления и к интенсивному тепломассопереносу. Режим флюидной деятельности резко меняется. Появление активных транспортных зон, проникающих сквозь всю осадочную толщу, ведет к активной разгрузке ранее захороненных гидротерм, предварительно насыщенных растворимыми формами тяжелых металлов. Ведущая роль при транспортировке рудообразующих элементов здесь принадлежала хлоридным формам переноса металлов.

Разгрузка растворов происходит на глубинах 1-1,5 км от палеоповерхности. На это указывают результаты изучения газожидких включений минералов руд и палеореконструкции. В зависимости от состава и строения рудовмещающих пород, конкретной динамической обстановки формировались секущие, либо согласные золотоносные существенно кварцевые залежи.

Благоприятный этап для формирования таких месторождений приблизительно

продолжался с юрского до мелового периода. Этап образования метаморфогенных золото-кварцевых месторождений был очень длителен. Однако формирование руд происходило не непрерывно в выделенном временном интервале, а в период и после декомпрессии пород на конкретном участке проницаемой зоны.

Третий этап повышения гидротермальной активности вблизи дневной поверхности связан с резким увеличением интенсивности магматической деятельности. Начиная с раннего мела идет процесс формирования гранитоидных тел из умеренно низкотемпературных и умеренно вязких магм, наиболее способных к совместному отделению золота и серы. Как известно, соединения хлора менее пригодны к транспортировке тяжелых элементов именно при высоких температурах. Увеличение роли соединений серы в транспортировке золота и его элементов-спутников показывают результаты изучения состава газовой-жидких включений в рудоносных кварцах. Золото-кварцевые месторождения этого этапа содержат на порядок больше сульфидов. Значительная часть золота и серебра этих месторождений содержится в сульфидной части руд.

Следующий этап связан с формированием золото-сурьмяного оруденения. Это оруденение имеет значительно более сокращенный ареал распространения. В пределах тех проницаемых зон, где развиты более молодые золото-сурьмяные месторождения, формировался восстановительный флюидный режим. Такие условия возникали в участках относительно повышенного температурного градиента, зависящего здесь от сравнительно близких к поверхности зон гранитообразования, выносу из этих зон растворов хлоридного состава и насыщение их соединениями серы, сурьмы и различных металлов (преимущественно железом) из вмещающих терригенно-вулканогенных пород.

Важное значение имеет факт присутствия здесь в максимальных концентрациях углеродистого вещества по сравнению с любыми другими толщами верхоянского комплекса. В таких условиях резко усиливается роль сульфидных комплексов в переносе тяжелых металлов, что и приводит к появлению своеобразных месторождений золото-антимонитовой формации.

Заключительный этап формирования гидротермальных месторождений золота связан с заключительным тектономагматическим этапом в ходе эволюции складчатой области. В этот этап происходило формирование редкометальных гранитоидов.

Маловязкие и высокотемпературные лейкократовые кислые магмы, оказались изначально обогащены золотом в результате ассимиляции корового вещества. Эти магмы способны давать вблизи поверхности обогащенные фтором, редкими щелочами и обедненные кремнекислотой, магнием, кальцием, железом остаточные расплавы. Действительно, именно вблизи поверхности, чаще всего в кровлях интрузий, формируются метасоматиты содержащие редкометальные жилы.

В целом, наблюдается отчетливая эволюция магматогенного гидротермального рудообразования связанная с повышением относительной роли хлора, как основного агента в переносе рудообразующих металлов.

Общая последовательность формирования месторождений золота области показана на рисунке. Рассмотрение характера распределения месторождений золота в пространстве и во времени не только показывает тесную связь гидротермального золотого рудообразования с геологической эволюцией Верхояно-Колымской складчатой области. Здесь отчетливо проявляется направленность эволюции гидротермального процесса в сторону специализации гидротермальной сферы, появления сульфидного и хлоридного путей специализации рудоносных флюидов

и генерируемых ими месторождений. Первый временной интервал формирования промышленных месторождений золота метаморфогенной золото-кварцевой формации охватывает практически всю территорию складчатой области, хотя наиболее развит в районах максимального проявления первого этапа коллизии континентального блока и островной дуги.

Следующий временной интервал связан с формированием сингранитоидной золото-кварцевой формации. Образование ее месторождений связано со вторым этапом глобальной коллизии и имеет более ограниченный ареал, связанный с районами развития рудоносных магматических образований. Усложнение геологической структуры области продолжалось на еще более локальных площадях, вследствие чего более молодые образования золото-антимонитовой и золото-редкометальной формации формируются только в пределах наиболее специализированных зон и имеют наибольшие отличия по всем своим параметрам.

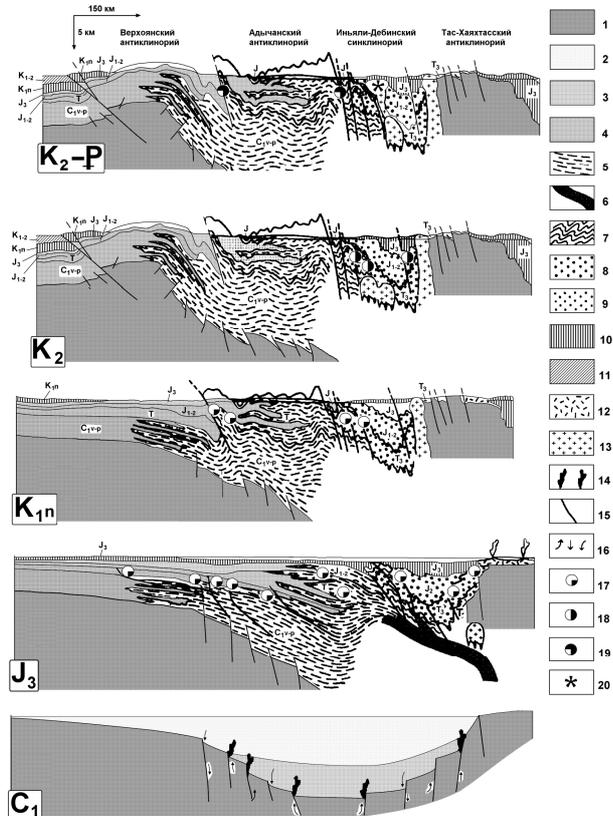


Рис. Схема общей последовательности формирования месторождений золота складчатой области.

Условные обозначения 1 – блоки континентальной коры различного состава и возраста, 2 – морской бассейн, 3 – нелигифицированные осадки, 4 – песчаники, 5 – алевриты и глинистые сланцы, 6 – океаническая кора, 7 – метаморфические сланцы, 8, 9 – отложения преддуговых комплексов, 10, 11 – молассы, 12 – вулканиты, 13 – граниты, 14 – вулканические эксгаляции, 15 – разломы, 16 – направления движения растворов, 17 – месторождения метаморфогенной золото-кварцевой формации, 18 – месторождения сингранитоидной золото-кварцевой формации, 19 – месторождения золото-антимонитовой формации, 20 – месторождения золото-редкометальной формации

Размещение золоторудных месторождений в пространстве складчатой области определяется особенностями геологического развития составляющих ее структур. Для формирования месторождений золота, как было показано выше, определяющее значение имеет целый ряд факторов: характер накопления осадочной толщи и минеральный состав сформированных осадков, тип складчатых деформаций и характер дизъюнктивных нарушений, условия формирования и состав магматических образований, расположение зон длительной активизации глубинных процессов. Эти факторы, в свою очередь, состоят из достаточно сложных составных частей, имеющих ряд особенностей в каждом из золоторудных районов складчатой области. Вследствие этого, наряду с общими закономерностями размещения выделенных золоторудных формаций в пределах всей складчатой области, выделяются основные особенности распределения золоторудных месторождений в пределах отдельных золотоносных районов.

Пространственное распределение месторождений золота, в целом, показывает тесную связь каждой из выделенных золоторудных формаций с геологическими структурами определенного состава и строения. Именно поэтому ранние золотоносные формации наиболее развиты на площадях развития наиболее древних геологических структур складчатой области, а более поздние тяготеют к зонам и районам содержащим наиболее молодые геологические образования. Это наблюдается не только в масштабах всей Яно-Индибирской

складчатой зоны, но и в пределах отдельных золотоносных районов.

Наиболее ранняя метаморфогенная золото-кварцевая формация, с учетом разной степени интенсивности процессов динамометаморфизма, распространена на всей территории складчатой области и выходит в краевые структуры Сибирской платформы, Колымского супертеррейна, ограничивающие эту область. Месторождения сингранитоидной золото-кварцевой формации тяготеют к центральным частям золотоносных районов. Центральные поднятия всей складчатой области содержат месторождения, для которых наблюдается явная связь с гранитоидным магматизмом. Более молодые месторождения золото-антимонитовой и золото-редкометальной формаций распространены еще более локально, только в пределах наиболее крупных, долгоживущих (проявляющихся и в настоящее время, как показывает распространение современных землетрясений) региональных разломов, а также в связи с наиболее поздними проявлениями гранитоидного магматизма.

Работа показывает последовательность формирования разных золоторудных формаций в связи с общим тектоническим развитием складчатой области и ее отдельных элементов. Это позволяет проводить металлогеническое районирование территории. В процессе выполнения исследований разработан рациональный комплекс геолого-геохимических поисков месторождений золота для золотоносных районов Верхояно-Колымской складчатой области, который успешно применялся для оценки ряда рудных полей.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Меньшина Г.Ф

Альметьевский государственный нефтяной институт, Альметьевск, Россия
(shatka@mail.ru)

В шестидесятых годах XX века была обоснована перспективность кристаллического фундамента Республики Татарстан для поисков нефти и газа, несмотря на то, что до 1973 года глубокими скважинами фундамент (ниже осадочной толщи) изучался лишь на глубину до 50 м.

Новый этап исследований начат в 1973 году с бурения сверхглубокой скважины №20000 Миннибаевской, где достигнутый забой 5099 м. В 1988 году была заложена Ново-Елховская скважина №20009 с проектной глубиной 7000 м, но из-за осложнений бурения, работы были завершены на глубине 5889 м.

Территория РТ относится к старым нефтедобывающим районам с высокой степенью разведанности осадочного чехла. Приоритетным направлением исследований становится изучение строения толщ ниже осадочного чехла - кристаллического фундамента, а также исследования роли кристаллического фундамента в генерации углеводородов (Рис.1).

Одной из важнейших задач, стоящих перед скважиной 20009, является обнаружение в разрезе кристаллического фундамента аномальных зон различных типов, в частности, зон коллекторов, зон повышенной проницаемости и зон миграции углеводородных флюидов, термоаномалий, зон повышенных концентраций рудных и радиоактивных элементов (в частности, магнетита, сульфидов, урана, тория и др.). Для решения этой задачи в ходе бурения и исследования скважин использовано более двадцати основных методов ГИС, проведены многочисленные специальные геотехнологические, гидрогеологические и геохимические исследования.[3]

В последние годы получены уникальные данные по расслоенности

земной коры и мантии, по наличию мощных восходящих струй легкого материала с

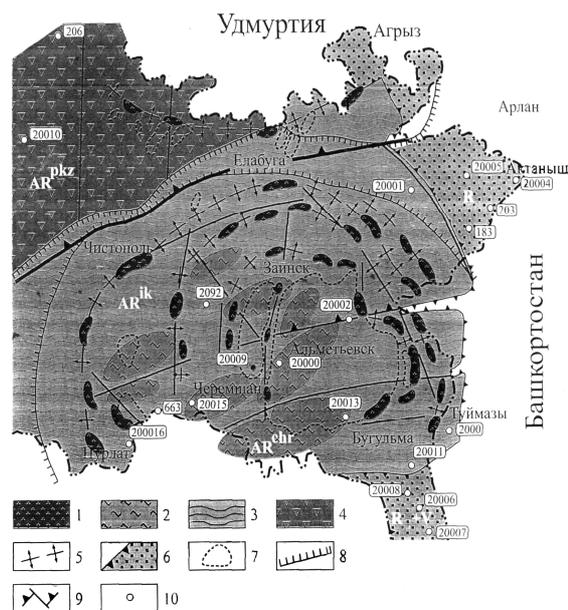


Рис. 1. Карта-программа изучения глубинных недр РТ (разработана Р. Х. Муслимовым и др. в 1976 г.).

границ внешнего ядра, по широкому развитию низкоскоростных волноводов в породах кристаллического фундамента континентальных областей, связанных между собой вертикальными зонами высокой электропроводности, которые, при благоприятных условиях, могут трансформироваться в глубинные разломы. Флюидные системы в таких областях являются продуктами декомпрессии зон частичного или полного плавления субстрата и, как правило, отражая общее дыхание планеты, могут достигать верхних зон коры. Таким образом формируя геофизические и геохимические поля в контурах возможной локализации углеводородов. [1]

В настоящее время рассматривать генезис углеводородов необходимо не только с позиций осадочно-миграционной гипотезы, но и с учетом геодинамических аспектов развития регионов и процессов,

происходящих на больших глубинах,

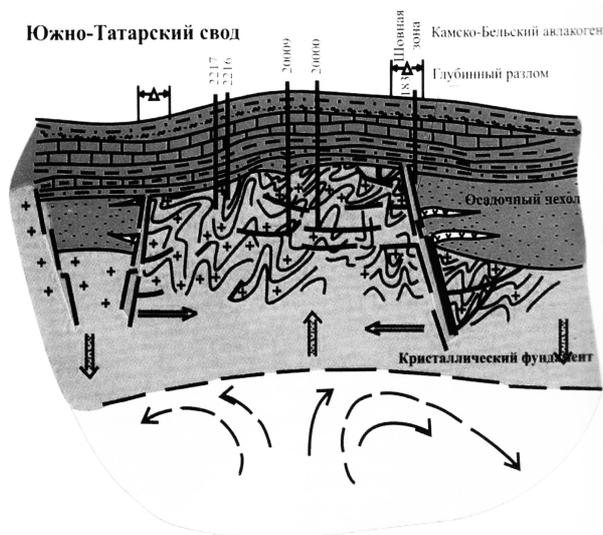


Рис. 2. Геодинамическая модель Татарского свода (по данным В.Г.Изотова, 2000 г.).

прежде всего, в верхних областях мантии.

Выполненные работы в РТ показали, что проблема формирования крупнейших месторождений нефти и газа не может быть решена в рамках только изучения осадочной толщи, а должна рассматриваться в тесной связи с геодинамическими процессами эволюции земной коры (Рис.2). Ведущим фактором, определяющим морфологию ловушек в РТ является тектонической фактор. Размещение всех структурных форм и нефтегазоносных ловушек в частности подчиняется региональной системе тектонических напряжений

Размещение месторождений нефти и газа в пределах Земли показывает, что основная их масса приурочена к планетарной рифтовой системе и зонам глубинных разломов, причем распределение скоплений УВ по массе носит крайне дискретный характер.

С геофизических позиций благоприятными участками для нефтегазоаккумуляции в кристаллическом фундаменте Татарского свода признавались блоки с относительно малой плотностью пород около глубинных разломов, осложненных системой оперяющих разломов. С ними тесно связано развитие благоприятных участков в структурном и геологическом отношении.[2]

Скважина №20000 была пробурена в контуре Ромашкинского месторождения, ограниченном глубокими разломами и имеющем относительно меньшую плотность по геофизическим данным. До глубины 5099 м скважина впервые вскрыла сплошной разрез гранито-гнейсового слоя возрастом 2,9 млрд. лет. С глубиной возрастали трещиноватость пород, гидротермальная измененность, с которыми были связаны разуплотненные участки разреза, выделенные объектами испытаний. На глубине 4876-5005 м был получен приток высокоминерализованной газированной воды дебитом до 102 м³/сут., с содержанием метана и ряда тяжелых УВ. В трещиноватых разностях пород обнаружены битумоиды. Дебит и объем отобранного флюида составил 2680 м³. По газонасыщенности глубинный флюид из архейского фундамента (450 см³/л) много богаче по сравнению с рифейскими и девонскими отложениями.[4]

Благодаря комплексу геолого-геофизических исследований для всей территории РТ построена детальная карта рельефа фундамента, на которой отчетливо выделилось его блоковое строение. Было выяснено, что значительные участки фундамента являются проницаемыми как для эндогенных флюидов, так и для гипергенных растворов и могут служить породами-коллекторами.[1]

Литература

1. Под редакцией Муслимова Р.Х., Лапинской Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань, "Дента". 1996.
2. Войтович Е.Д., Гатиятуллин Т. Тектоника Татарстана. Издательство Казанского университета, 2003.
3. Под редакцией Муслимова Р.Х. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Академия наук РТ, Казань, 2007.
4. Губайдуллин А.А., Шабалин Н.Я. Прогнозная оценка нефтегазоносности геологических объектов по технологии низкочастотного сейсмического зондирования. // Георесурсы, №.4 (23), 2007.

ГЛУБИННЫЕ ГИДРОСИСТЕМЫ - СЕПАРАТОРЫ ЛИТОФОБНЫХ ВЕЩЕСТВ

Мерцалов И.М.

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва
(immertsalov@mail.ru)

Литофобными, чуждыми для «ионных» породообразующих минералов, являются «ковалентные» органические вещества (ОВ), углеводороды (УВ), сульфиды и самородные металлы. Этим «летучим», большей частью рассеянным в различных породах, свойственно при участии воды быстро мобилизовываться, покидать места своего рассеянного состояния и скапливаться в виде месторождений в «ловушках» и под водоупорными крышками, то есть, при непременном участии воды. Самый простой и, главное, доказуемый ответ на вопрос, откуда берется водный раствор, создающий условия для мобилизации и миграции литофобных компонентов, известен: это увлекаемые вместе с осадками в ходе геосинклинального погружения соленые морские воды [1, 10, 22, 23]. Ответ на вопрос, как и куда на большой глубине перемещаются эти растворы, подсказывают эксперименты с применением автоклавов. В них переотлагаемые к охлаждаемой крышке вещества оттесняют рабочий раствор к горячему дну [8, 13, 28].

Концепция, согласно которой системы «застойных» минерализованных вод нижней гидрогеологической зоны способны цементировать и наращивать над собой водонепроницаемую кровлю и перемещаться в более нагретую и корродируемую подошву, уже предлагалась вниманию геологов [15-18]. Но для научного геологического сообщества она оказалась мимолетным явлением; ее не заметили и хранят молчание. Описательная, «фотографическая» часть науки, фиксирующая и систематизирующая факты, от такого замалчивания почти ничего не теряет и не приобретает. А вот что касается понимания процессов, происходящих в земных недрах, то в эту, «теоретическую»

область науки концепция может внести существенные изменения.

Крупные природные автоклавы представляют собой системы содержащих раствор взаимосвязанных пор и трещин, развитых в десятках куб. км горных пород. Данные о перемещениях раствора в экспериментальных автоклавах [15, 28] и миграции включений в минералах [2] позволяют оценить скорость перемещения таких систем величиной порядка 1 мм за год, т. е. 1 км за миллион лет. Расстояния, которые проходит гидросистема сквозь вмещающие породы за геологическое время, могут во много раз превосходить вертикальные параметры самой системы, а масса пород, тщательно ею обработанных, в еще большее число раз превосходит массу рабочего раствора [15, 17]. Полости растворения и каркасы минералов, частично «выщелоченных» в корневой зоне системы, по мере ее погружения «переходят» в зону отложения, куда поступает материал из еще более глубоких порций пород, в которые проникают агрессивные корни системы.

В зоне отложения происходит разделение мигрирующих компонентов: литофильные, ионные компоненты усваиваются каркасами выщелоченных породообразующих минералов, а ранее рассеянные литофобные изгои вынуждены отлагаться в порах и трещинах в виде собственных «парагенезисов», обычно совместно с наименее ионными породообразующими минералами, такими, как кварц и карбонаты.

Такие системы при своей гидрогеологической изолированности не являются закрытыми. Перенос теплоты в них не сдерживается, а усиливается. И сам рабочий раствор тоже является проходящим по отношению к вмещающим его породам. И только перенесенные вещества и

сформированные ими минеральные парагенезисы подчиняются правилу фаз Гиббса, справедливого, по заключению автора этого правила, для процессов в закрытых системах.

Применительно к изложенному напомним «случай», тщательно рассмотренный и описанный В.И.Смирновым, однозначно свидетельствующий о том, что порядок выпадения сульфидов, устанавливаемый под микроскопом в каждом ограниченном участке рудного тела, и последовательность формирования зон отложения рудных тел во времени противоположны [24], т. е., верхние зоны рудных тел являются более ранними относительно нижних. Подобные «случаи» неоднократно наблюдались и автором в своей поисковой практике.

Одной из причин кризиса теории гидротермального рудообразования явилось то, что в ряду сульфидов от «глубинных» высокотемпературных к «эпитептермальным» низкотемпературным (MoS_2 , MnS , FeS_2 , CoS , ZnS , NiS , CdS , PbS , SnS , Si_2S_3 , Sb_2S_3 , As_2S_3 , HgS , S_2) увеличивается не растворимость в воде и водных растворах-электролитах, а летучесть, «испаряемость» [20, 22], отражающая степень ковалентности связей их элементарных частиц [4, 19]. УВ по летучести значительно превосходят рудные минералы и серу. И месторождения УВ оказываются самыми верхними и ранними в прерывистом ряду гидротермальных объектов, формирующихся в осадочных бассейнах.

Нефтематеринскими большей частью являются породы с водонепроницаемой глинистой матрицей. Проникновению в них гидросистем, в осадочных толщах преимущественно субпластовых, способствует то обстоятельство, что под воздействием высокоминерализованных хлоридных растворов глинистые минералы обезвоживаются и агрегируют, порода становится пористой и проницаемой [7, 12, 14, 18]. Получает возможность мигрировать под кровлю системы подавляющая часть рассеянных ОВ материнской породы.

Компоненты твердой фазы вынуждены отлагаться под гидро- и литофобными УВ, под опускающимся по мере накопления УВ водонефтяным контактом. Уменьшение количества УВ приводит к тому, что все большая их часть оказывается в изолированных порах, зацементированных значительно превосходящей массой компонентов твердой фазы, все более отделяющей рабочий раствор от системы эффективной пористости продуктивной углеводородной залежи.

В отделившейся залежи УВ остается насыщающий водяной пар, который при остывании становится пересыщенным и конденсируется, образуя между УВ и новоприобретенной подошвой залежи слой с опресненной конденсационной и «солюционной» водой. Толщина такого слоя в некоторых месторождениях достигает нескольких десятков метров [11]. А в кровле залежи пары воды при отсутствии хлоридов способствуют превращению гидрослюд, хлорита, плагиоклазов кровли в глинистые минералы и их набуханию. Залежь покрывается аргиллитовой «шапкой», в составе которой преобладает сильно набухающий монтмориллонит, которая не утрачивает сплошности при тектонических подвижках, благодаря чему даже при аномально высоких пластовых давлениях (АВПД) и даже в тектонически активных регионах залежи сохраняются на протяжении миллионов лет, хотя для их ликвидации искусственным путем (наши скважины) требуются считанные годы, в геологическом масштабе времени мгновение [5, 18]. Однако избыточная водонасыщенность и пластичность кровли залежей с АВПД может стимулировать глиняный диапиризм и грязевой вулканизм, что приводит к переформированию или естественной потере залежи [7, 9].

При докритических температурах, когда под кровлей гидросистем скапливается «пресная» газовая фаза, аргиллизация кровли происходит и в рудообразующих системах. И над ними образуются аргиллитовые, алунитовые, серные и прочие

«вторичные кварциты», часто содержащие ртутную и мышьяковую минерализацию. Даже секущие крутопадающие рудные тела, для которых заранее не было уготовано никаких ловушек, «упираются» в сингенетичные с ними «шапки» и «колпаки» кварцитов и аргиллизитов со свойствами водоупоров. Нахождение в таких объектах рудных минералов совместно с УВ является обычным явлением.

Систематическое отделение порового пространства с насыщенными паром газами уменьшает объем гидросистем и все более и более повышает концентрацию их рабочего раствора, вплоть до крепких рассолов. Хлор-натриевые растворы с глубиной заменяются хлор-кальциевыми, а в породообразующих минералах происходит замена кальция натрием, как, например, при альбитизации плагиоклазов.

«Следы» ушедших вниз гидросистем под крупными месторождениями УВ выявляются геофизическими методами в виде «морчков» и воронкообразных структур [3, 6, 21, 25, 27]. «Факт наличия геофизических аномалий консолидированной коры в створе скоплений УВ неоспорим, но вопросы интерпретации подобной совмещенности и природы аномалий остаются нерешенными.» [3].

По мере погружения гидросистем возрастает внутреннее гидравлическое давление раствора и вероятность производства гидроразрывов в их обрамлении. Более вероятно возникновение субвертикальных разрывов вкост горизонтальных сжимающих напряжений в твердом каркасе, обычно несколько меньших, чем вертикальные. Нарушая взаимоиоляцию систем и импульсивно ускоряя их проникновение в подстилающие породы, гидроразрывы активизируют процесс переноса, приводят к перетокам УВ или наложению материала нижней системы на парагенезисы вышерасположенной с образованием в рудных телах пульсационной «зональности» [23].

На глубинах, где температура достигает критической и надкритической величины, УВ становятся компонентами гомогенного «флюида», которые уже не отделяются и не скапливаются под кровлей системы. Исчезают и аргиллизированные «шапки» над высокотемпературными рудными месторождениями. А на еще больших глубинах в сильно перегретом субстрате флюид начинает выполнять роль флюса, понижающего температуру плавления силикатов [26]. Становится ясной причина насыщенности флюидом с тем или иным количеством УВ магматических очагов, завершающих процесс прогрессивного гидротермального метаморфизма пород.

Литература

1. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Гидрометеорологическое изд-во, 1953.
2. *Гегузин Я.Е., Дзюба А.С., Кружанов В.С.* Кинематографическое исследование механизма и кинетики миграции включений водных растворов в минералах в поле температурного градиента. // Флюидный режим земной коры и верхней мантии, тез. докл., Иркутск, 1977. С. 16-20.
3. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* Некоторые аспекты дегазации Земли и нефтегазоносность. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 125-130.
4. *Григорьев Д.П.* Основы конституции минералов. «Недра», 1966.
5. *Добрынин В.М., Серебряков В.А.* Методы прогнозирования аномально-высоких пластовых давлений. М., Недра, 1978.
6. *Запывалов Н.П., Исаяев Г.Д.* Критерии «вторичности» формирования залежей нефти и газа. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С.175-178.
7. *Зхус И.Д., Бахтин В.В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., Наука, 1979.
8. *Икорникова Н.Ю.* Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании (экспериментальные

- исследования). // Геол рудн. месторожд, № 5, 1962.
9. *Калинко М.К.* О механизме и условиях образования грязевых вулканов // Тр. ВНИГНИ, вып.27. 1960. С.98-136.
 10. *Киссин И.Г.* Вода под землей. «Наука», М., 1976.
 11. *Колодий В.В.* Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев, Наук. Думка, 1974.
 12. *Котельников Д.Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.
 13. *Кузьмина И. П.* Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей. // Геология рудн. месторожд, № 1, 1961.
 14. *Кульчицкий Л.И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., Недра, 1976.
 15. *Мерцалов И.М.* К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР, сер. геол., №8, 1964. С.16-23.
 16. *Мерцалов И.М.* Поляризация трактовка переноса сульфидов, ... Изв. ВУЗ-ов, геол. и разв., №7, 1977. С. 39-43.
 17. *Мерцалов И.М.* О роли воды в первичной миграции и накоплении углеводородов // ДАН СССР, т.253, №3, 1980. С. 682-684.
 18. *Мерцалов И.М.* Основная причина надежной самоизоляции нефтяных и газовых залежей. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2004. С. 314-317.
 19. *Некрасов Б.В.* Основы общей химии, т.3. «Химия», 1970.
 20. *Ольшанский Я.И.* Растворимость рудообразующих сульфидов в водных растворах. (Обзор зарубежной литературы). // Тр. ин-та геологии рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 6, 1956.
 21. *Поликарпов В.К., Ладнер Г.А.* «Трубы» углеводородной дегазации как механизм возобновления месторождений углеводородов и базисная посылка для прогноза нефтегазоперспективных зон. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 419-421.
 22. *Сечевица А.М.* Развитие взглядов на природу гидротермальных рудообразующих растворов. // Вестн. МГУ, геол., № 6, 1968.
 23. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969.
 24. *Смирнов В.И.* Об одном случае зонального строения рудных жил. // Вопр. петрографии и минералогии. № 1, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
 25. *Трофимов В.А., Королев Э.А., Хузин И.А.* Что такое нефтеподводящие каналы? Сб. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 577- 579.
 26. *Хитаров Н.И.* Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АН СССР, 1962.
 27. *Шаров В.И.* Характеристика энергоструктур земной коры и верхней мантии крупных углеводородных скоплений по данным глубинных сейсмических исследований. // Система «Планета Земля». М., 2003. С.167-168.
 28. *Шмулович К.И.* Фазовые равновесия и миграция флюида в кристаллических породах. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С.657-659.

ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ БИОСФЕРЫ**Мерцалов И. М.***ФГУНПП «Аэрогеология», Москва
(immertsalov@mail.ru)*

На недавнем тектоническом совещании (2008 г.) светлой памяти Виктор Ефимович Хаин признал, что «подтверждается высказывание В.И.Вернадского о том, что гранитный слой земной коры (а, следовательно, и континентальная кора вообще) созданы под влиянием биосферы.» [22]. Однако влияние осадочных толщ (былых биосфер) на глубокие недра в качестве теплогенерирующих тепловых экранов практически не учитывается. В должной мере не учитывается и влияние биосферы на накопление этих экранов и их денудацию [24].

Известно, что даже на суше почвенно-растительный слой усваивает привносимую ветрами пыль, увеличивая осадочный покров. За одну геологическую минуту - миллион лет - ежегодные «слои» пыли «толщиной» порядка 0,1мм способны увеличить осадочный покров на 100 метров. Однако на территориях, подверженных водной эрозии, эоловые накопления не увеличивают, а только восполняют потери от эрозии. Накопление же мощных и сверхмощных толщ и в региональном, и в глобальном аспектах происходит на окраинах акваторий, примыкающих к территориям с благоприятным для процветания биосферы климатом [11-14]. Даже те материковые вещества, которые в растворенном состоянии или ветрами унесены далеко в океаны, быстро усваиваются мириадами живых морских «микрочимиков» («Химия моря – это жизнь» - В.И.Вернадский) и после серии биохимических круговоротов в виде органогенных построек и скоплений оказываются на континентальных шельфах [5], притом тоже в местах, наиболее благоприятных для подводной жизни. Биогенная сепарация осадочного материала и его локализация в благоприятных для жизни местах приводит к накоплению толщ

мощностью порядка 20-ти и более км. Основания таких толщ по мере накопления осадков прогибаются, увеличивая емкость осадочных бассейнов. При неравномерном накоплении осадков нижележащие слои испытывают деформации отжимания-нагнетания, приводящие к развитию сложной дисгармоничной складчатости. Но затем такие толщ главным образом за счет собственных радиогенных и метаморфогенных источников теплоты разогреваются и превращаются в тепловые экраны, перекрывающие путь теплоте глубинного происхождения к поверхности [10-12]. Нижние части сверхмощных толщ нагреваются до 600-700°C и при наличии воды начинает плавиться субстрат гранитоидного состава, а на еще большей глубине, откуда вынос теплоты перекрыт, температура достигает значений, при которых плавится эклогит, превращаясь в значительно менее плотную базальтовую магму. Формируются «корни гор», разуплотненная континентальная кора. Происходит инверсия - смена «геосинклинального» погружения горообразованием, сопровождающимся контрастным, континентальным магматизмом [1, 11-15, 19]. Возникают и субгоризонтальные «раздвигающие» напряжения, приводящие к развитию веерообразно расходящихся взбросов и надвигов, перекрывающих ближнюю периферию геосинклинали [23]. В выдвинутых и надвинутых «пластинах» часто присутствуют линзы ультрабазитов, тугоплавких реститов плавящегося глубинного субстрата. В окраинных геосинклиналях пластины смещаются преимущественно в сторону океана. Углубляющийся фронт перегрева и разуплотнения проявляется в форме сейсмофокальной зоны.

Основными источниками терригенного материала, поставляемого в места с благоприятным для биосферы климатом, являются иссушенные или экзариируемые движущимися льдами территории с неподходящими для жизни условиями. В пустынях, лишенных воды и растительного покрова, происходит интенсивное площадное выветривание и медленный, но непрерывный и продолжительный ветровой вынос терригенного материала, мало зависящий от рельефа местности. Денудированные территории испытывают «изостазический» подъем, препятствующий опусканию их поверхности ниже уровня моря и все более и более продлевающий денудацию. Снос прекращается, когда оголенный базитовый субстрат начинает испытывать остывание и фазовое уплотнение, а на поверхности возникают обширные «океаноподобные» провалы или более узкие провалы – континентальные рифты. Достаточно взглянуть на геологическую или тектоническую карту мира, чтобы убедиться в местонахождении таких впадин на воздымавшихся и глубоко денудированных щитах. И авлакогены, древние компенсированные и зачехленные рифты, тоже находятся в местах бывшего воздымания их кристаллического основания [17]. И в днище Атлантического океана, «компенсированного» водой, обнаруживаются выходы пород, аналогичных метаморфитам наиболее глубоко, аномально денудированных континентальных щитов планеты [18]. Таковы тектонические последствия отсутствия биосферы и аномальной денудации.

Изменения теплового поля недр, ослабевая по мере удаления от мест аномального перегрева или остывания, распространяются на все большую глубину, в итоге на весь объем планеты [11, 12].

Перемещения осадочного покрова, приводящие к переформированию континентов и океанов, зависят не только от биосферы [24]. «Вращение Земли вызывает мощные силы, движущие громадные массы воздуха. Эти же силы движут еще более

значительные массы воды.» [16]. Вода и воздух перемещают осадочный материал и, уже через его посредство, «движут» и континенты. Находит объяснение планетарная тенденция к смещению границ континентов и океанов соответственно ротации Земли, «вслед» за Луной и Солнцем на небосводе [13].

Это несколько не умаляет справедливость тезиса В.И.Вернадского о том, что «жизньтеснейшим образом связана со строением земной коры, *входит в ее механизм и в этом механизме исполняет величайшей важности функции, без которых он не мог бы существовать...*» [3]. Ротация стала влиять на уже появившиеся континенты, а с биосферой связано не только переформирование, но и образование континентов. Попробуем представить, что произойдет, если биосфера вдруг исчезнет и континенты станут никому не нужны. Сначала будет глубоко денудирована и перекрыта слоем воды суша. А приливы и отливы будут способствовать все более равномерному распределению осадочного материала или, в лучшем случае, отторжению его к полюсам планеты. Исчезнет резкое, качественное различие коры океанических и континентальных секторов и их глубинных тепловых полей. Землю постигнет тектоническая смерть [14]. А пока жива биосфера, тектоническая смерть Земле не угрожает.

С изложенных позиций принципиальная схема развития Земли на протяжении последнего миллиарда лет представляется следующим образом. По свидетельству, в частности, М.В.Муратова [15], до мезозоя существовал суперконтинент, который охватывал более половины земной поверхности и еще более расширялся, заполняя терригенными толщами окраины и без того меньшего по размерам Тихого океана, центр которого находился несколько восточнее современного. Во внутренних засушливых наиболее денудированных областях суперконтинента возникали, раз от раза увеличиваясь, океаноподобные провалы. Пока материала для их заполнения хватало,

они возвращались в лоно континента в виде каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых поясов (геосинклиналей) и авлакогенов. В восточной части континента большая часть осадочного материала перехватывалась этими провалами и здесь не только «за границу», в Тихий океан, но и на окраину самого континента терригенный материал поступал не повсеместно. Континент здесь понес главным образом потери в виде окраинных морей, оставив в их тылу только архипелаги и островные дуги. На американскую окраину Тихого океана в течение всего палеозоя терригенный материал поступал в количестве, достаточном для образования протяженного окраинного полициклического горноскладчатого пояса. Но вместе с тем к мезо-кайнозойскому времени теплотворного покрова лишились столь огромные внутренние территории суперконтинента, что стало неизбежным образование таких провалов, как Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны. Оставшиеся части суперконтинента уподобились атоллу с обширной «лагуной», в которой уцелела Африка, где ко времени самой обширной океанизации еще сохранились фрагменты метаосадочного покрова.

«Живое вещество есть самая мощная геологическая сила, растущая с ходом времени.» [4, стр.127]. Последняя, мезо-кайнозойская революция оказалась самой грандиозной и продолжительной. Она же наиболее наглядно показала то, что путем революций тектоносфера планеты восстанавливает ее уравновешенное, соответствующее законам физики и механики состояние, нарушаемое биосферой. После этой революции сумма континентальных секторов уравновесилась с суммой океанских по массе, площади и гипсометрии. В тепловом отношении эти суммы, сохраняя качество донора и акцептора теплоты при значительной разнице в ее производстве, тоже приблизились к динамическому равновесию, о чем свидетельствует равенство тепловых потоков в

континентальной и океанской коре. И в то же время та же тектоносфера при увеличении на нее нагрузки поднимает континенты, а при снятии нагрузки опускает поверхность, действуя, как и биосфера, вопреки законам физики и механики.

Львиная доля «противозаконного» разуплотнения и уплотнения субстрата недр приходится на метаморфические «фазовые переходы», изменение агрегатного состояния и минерального состава [1, 15, 19, 20], в чем непременно участвует вода. «Вода, видимо, не подозревает о правилах химии и законах физики» [2, с.307], как и «жизнь», которую В.И.Вернадский, вслед за немецким философом Э.Г.Дюбуа-Раймоном, называл «одушевленной водой» [25, с.838]. Вода – прародительница и авангард жизни, активизирует и принуждает недра «работать», помимо уравнивания планеты, еще и на благо биосферы. Но как она оказывается на больших глубинах в гораздо более плотном субстрате, притом аномально перегретом?

Мы уже обращали внимание на перемещения систем изолированных от поверхности хлоридных вод нижней гидрогеологической зоны по модели «движущегося автоклава». В них под воздействием градиента температуры наиболее подвижные компоненты вмещающих пород переносятся из нижней части систем к кровле, подобно тому, как это происходит в экспериментальных автоклавах [7, 8].

Пористость под кровлей системы цементируются, а в подошве происходит растворение простых и «выщелачивание» сложных по составу породообразующих минералов, образование новых емкостей для раствора. Даже глинистые минералы под воздействием хлоридных вод агрегируют, создавая пористое пространство. Происходит тщательная гидротермальная переработка относительно малым количеством растворов огромных объемов вмещающих пород. Рабочий раствор при этом оттесняется вниз. Расстояния, на которые за геологические

интервалы времени смещаются автоклавы, во много раз превосходят их вертикальные параметры. В природных автоклавах происходит бесчисленное множество «реакций», каждая из которых начинается в нижней, горячей зоне, а заканчивается в «холодной» зоне отложения. Получает возможность, не вступая в противоречие с принципом тормозящего противодействия Ле-Шателье – Брауна, освобождаться в виде теплоты та экзогенная энергия, которую минералы осадочных пород аккумулировали при своем образовании, что усиливает тепловое экранирующее свойство осадочных толщ [9, 11]. Давление перегреваемого при погружении флюида в автоклавах нарастает [6], придавая тектоносфере упруго-напряженное состояние [9, 14]. Автоклавы с аномальными давлениями по любому поводу готовы производить гидроразрывы, провоцировать тектонические подвижки и в них участвовать. И наши скважины, в геологическом масштабе времени мгновенно «спускающие» высокое, но «привычное» для недр давление в глубинных флюидных системах, тоже провоцируют такие катастрофы, как в Газли и Нефтегорске.

Погружение легкого «флюида» в перегретый субстрат прекращаются на глубинах, где он начинает выполнять роль флюса, понижающего температуру плавления силикатов.

Расплав, насыщенный флюидом, при извержениях срабатывает как взрывчатка и распыляется в атмосфере, принося гибель многим особям. Это дает повод рассматривать такие события как одну из причин вымирания многих родов и видов. Однако Виктор Ефимович Хаин особо выделял факт совпадения вымираний с «крупными, глобального масштаба, регрессиями и сменяющими их трансгрессиями.» [21, стр.83]. Аномальные падения уровня вод мирового океана неизбежны при заполнении водой новых океанов или океаноподобных впадин. Но затем «привычный» уровень океана восстанавливался. Относительно малые

провалы возвращали воду по мере ее вытеснения осадочными толщами. А при образовании мезо-кайнозойской Атлантики и большей части Индийского океана первоначальный уровень восстанавливался подъемом дна «старого» Тихого океана при потере им слишком большой массы воды, а затем и растущими в молодых океанах срединно-океаническими хребтами [11, 12]. Величину и время низкого стояния или резких колебаний уровня вод океанов «зафиксировали» ныне затопленные абразированные вершины гийотов и завуалированные осадками речные долины на шельфах. Падение уровня вод мирового океана достигало 1 км. На «поднятой» суше климат становился резко континентальным, с перепадами от жары к сильным холодам. Средиземное и Красное моря превращались в солеродные бассейны типа Кара-Бугаза, с обмелевшими узкими горловинами. В них до конца миоцена накапливались толщи эвапоритов, а вода мирового океана опреснялась. И все это могло продолжаться по меньшей мере сотни тысячелетий, если не миллионы лет. Не перенесли подобных изменений белемниты, аммониты, большинство видов брахиопод, а на суше самая известная «потеря» это, конечно, динозавры. Однако после восстановления нормального уровня Океана на континентах, разделенных молодыми океанами, климат стал мягче и влажнее. Растительность буквально расцвела, размножились млекопитающие, а подводные строители дополнились новыми отрядами кораллов.

Как мы видим, тектоносфера, созданная «одушевленной водой» (биосферой) и оживляемая подземными «неодушевленными» водами, в свою очередь методом «кнута и пряника» воспитывает, контролирует и совершенствует биосферу. Делает она это в своем, геологическом времени, для нас еще непостижимом, но результат, если сравнить, например, девонскую биосферу с современной, и для нас очевиден. Он свидетельствует о том, что гибельные для всего живого «апокалипсисы» в замыслах биопланеты Земля никогда не

присутствовали. Нам остается только изумляться совершенству взаимодействия земных недр и «живого вещества», направленному на сохранение жизни, улучшение ее качества и условий для развития.

Литература

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники М., Госгеолиздат, 1962.
2. Брайсон Билл. Краткая история почти всего на свете. Гелеос, 2007.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Том 5. М., Изд. АН СССР, 1960.
4. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., Наука, 1965.
5. Горшков С.П. Научное наследие В.И.Вернадского и современная геоэкология // В.И.Вернадский: pro et contra. С-Петербург, 2000. С. 562-571.
6. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Методы прогнозирования аномально-высоких пластовых давлений. М., Недра. 1978.
7. Мерцалов И.М. О возможной роли растворов во взаимоотношениях осадочных пород и магматических расплавов. // Бюлл. МОИП, отд. геол., №3, 1964. С.136-137.
8. Мерцалов И.М. К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР, сер. геол., №8. 1964. С. 16-23.
9. Мерцалов И.М. Геохимические аккумуляторы и движущиеся автоклавы. // ДАН, т.265, №4, 1982. С. 966-967.
10. Мерцалов И.М. Геодинамическая роль переноса вещества земной коры (денудации и осадконакопления). // Тезисы докладов (секция экологии Международного форума информатизации), М., 1994. С.29-31.
11. Мерцалов И.М. Влияние биосферы на геотектонику (геобиотектоника). // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2003. С.321-334.
12. Мерцалов И.М. Биотектоническая жизнь планеты Земля. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2007. С.164-179.
13. Мерцалов И.М. О возможности и значении для России обновления геологической науки. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2010. С.228-241.
14. Мерцалов И.М. Почему Земля стала биопланетой. // Геоэкологические проблемы современности. Владимир, 2010. С. 194-197.
15. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
16. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1970.
17. Николаев В.Г., Нагорный М.А. Континентальные рифты (авлакогены)–наложенные структуры. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Том 2. М., 2005. С. 47-52.
18. Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.И. Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса. // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С.189-203.
19. Резанов И.А. Эволюция земной коры. М., «Наука», 1985.
20. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез Киев, «Наукадумка», 1968.
21. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., «Наука», 1994.
22. Хаин В.Е. Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние и внешние источники энергии. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. М., 2008. С.388-393.
23. Шевченко В.И. Строение и геодинамика некоторых подвижных поясов: плейттектоническая и геосинклинальная концепции. // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград, КГУ. 2004. С. 234-250.
24. Шмакин В.Б. Экзогенные факторы тектоники Земли. // БМОИП, отд. геол., т. 66, вып.5. 1991. С.13-22.
25. Сб. «В.И.Вернадский: pro et contra». С-Петербург, 2000.
26. Д.Ю. Пуцаровский, Е.Е. Милановский, Ю.М. Арский и др. Виктор Ефимович Хаин (к 95-летию со дня рождения) // Вестник Московского Университета. Серия 4, Геология, 2009, №1, С.69-71.
27. В.Е. Хаину 80 лет // Жизнь Земли. Строение и эволюция литосферы. Сб. Музея Землеведения МГУ. Вып.29. М.: МГУ, 1996. С.253-255.
28. Drachev S.S., Nikishin A.M., Pushcharovsky D.Yu., Ryabukhin A.G. Viktor Efimovich Khain 1940-2009 // AAPG Bulletin, 2010, V. 94, №6, pp.918-920.

ОБЪЕМНАЯ ТЕКТНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА: СИНТЕЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАРТИН СЕЙСМИЧЕСКИХ ОТРАЖЕНИЙ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТРАВЕРСОВ

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(michael-mints@yandex.ru)

Введение

Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК) в фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕР), базируется на сейсморазведочных данных, предоставленных системой профилей МОГТ в России (1-ЕВ, 4В и ТАТСЕЙС) и Финляндии (FIRE [3]). Геологическая интерпретация сейсмических образов коры была выполнена в неразрывной связи с обобщением региональных геолого-геофизических данных о строении Фенноскандинавского щита и фундамента платформы. Интегральная модель суммирует особенности глубинного строения, демонстрируемые моделями коры крупных областей ВЕК [2, 4].

Тектоническое районирование

Композитный ВЕК в целом [1, 2] представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген (рис. 1).

Участвующие в его строении частные палеопротерозойские орогены образованы как ювенильными, так и архейскими породами, переработанными в палеопротерозое. Геологические процессы, итогом которых стало формирование этих орогенов, в различных частях ВЕК стартовали и завершились коллизийными событиями в среднем или позднем палеопротерозое.

Орогены, завершившие свою эволюцию в позднем палеопротерозое, охватывают преобладающую часть северной половины ВЕК. Дугообразный Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО около 3500 км длиной протягивается от северной оконечности ВЕК, охватывая с востока архейский Карельский кратон, а

затем – огибая с юга Свеккофеннский аккреционный ороген. Рязано-Саратовский ВКО протяженностью 1000 км разделяет и одновременно объединяет Волго-Уралию и Сарматия [1, 2]. Вдоль юго-западной окраины Карельского кратона разместились Свеккофеннский аккреционный ороген (АО).

Средне-палеопротерозойские орогены сосредоточены во внутренней области Сарматии. Криворожско-Брянский и Восточно-Воронежский орогены и ороген КМА (Курской магнитной аномалии), совместно образуют Брянско-Курско-Воронежский ВКО в северо-восточной части Сарматии. В их строении участвуют ювенильные палеопротерозойские образования, а архейская кора подверглась значительной переработке.

Осничко-Микашевичи-Серпуховская активная континентальная окраина [2] протягивается вдоль северной границы Сарматии.

Фрагментированные неархейские континенты (Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия), представленные областями частично переработанной архейской коры, разделены палеопротерозойскими орогенами. Участие гранулитогнейсовых комплексов в строении Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО подчеркивает роль мантийно-плюмовых процессов в формировании орогена [1] и заставляет предполагать существование древней континентальной коры в основании Южно-Прибалтийского сектора этого орогена (гипотетический континент Прибалтика).

Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (рис. 2)

Глубинное строение и сейсмические образы **гранит-зеленокаменной коры Кольской, Беломорской, Карельской и Курской провинций** имеют как общие, так и специфические черты. Мощность собственно гранит-зеленокаменной коры (без учета нижнекорового «слоя») меняется в широких пределах: порядка 30-38 км для Инари-Кольской ГЗО, 30-35 км в пределах Хетоламбинского микроконтинента, принадлежащего Беломорской провинции, 20-25 км в центральной части Карельского

кратона; максимальной мощностью отличается кора Курской ГЗО – 40-45 км. Зеленокаменные ассоциации в той или иной степени включены в тектонические пластины, чередующиеся с пластинами гранито-гнейсов [2, 4]. Резкое снижение числа и интенсивности отражений, вплоть до их исчезновения, характерное для среднего уровня коры Карельской и Беломорской провинций, рассматривается как свидетельство размещения в этом слое гранитоидных plutонов.

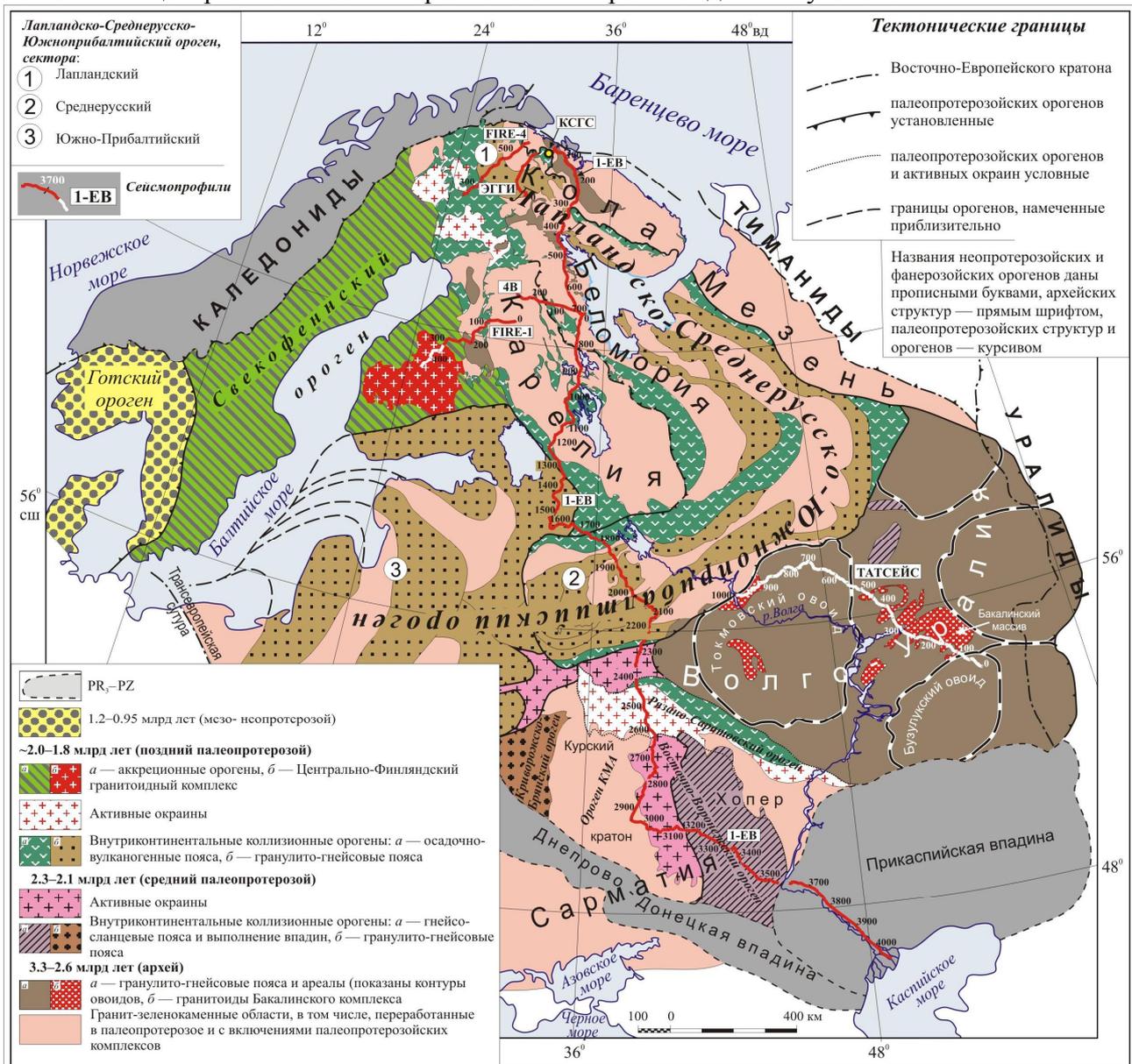


Рис. 1. Тектоническая схема раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона

Архейский **Центрально-Кольский гранулитогнейсовый пояс** представляет собой синформный тектонический покров

мощностью 7-8 км, перекрывающий Инари-Кольскую ГЗО.

Гранулитогнейсовая кора **Волго-Уральского кратона** (ВУК) повышенной

мощности – порядка 60 км, максимально – до 65-70 км (рис. 2) включает два типа коровых структур. Чашеобразная структура Токмовского овида, 600 км в поперечнике, прослеживается до коро-мантийной границы на глубине около 60 км.

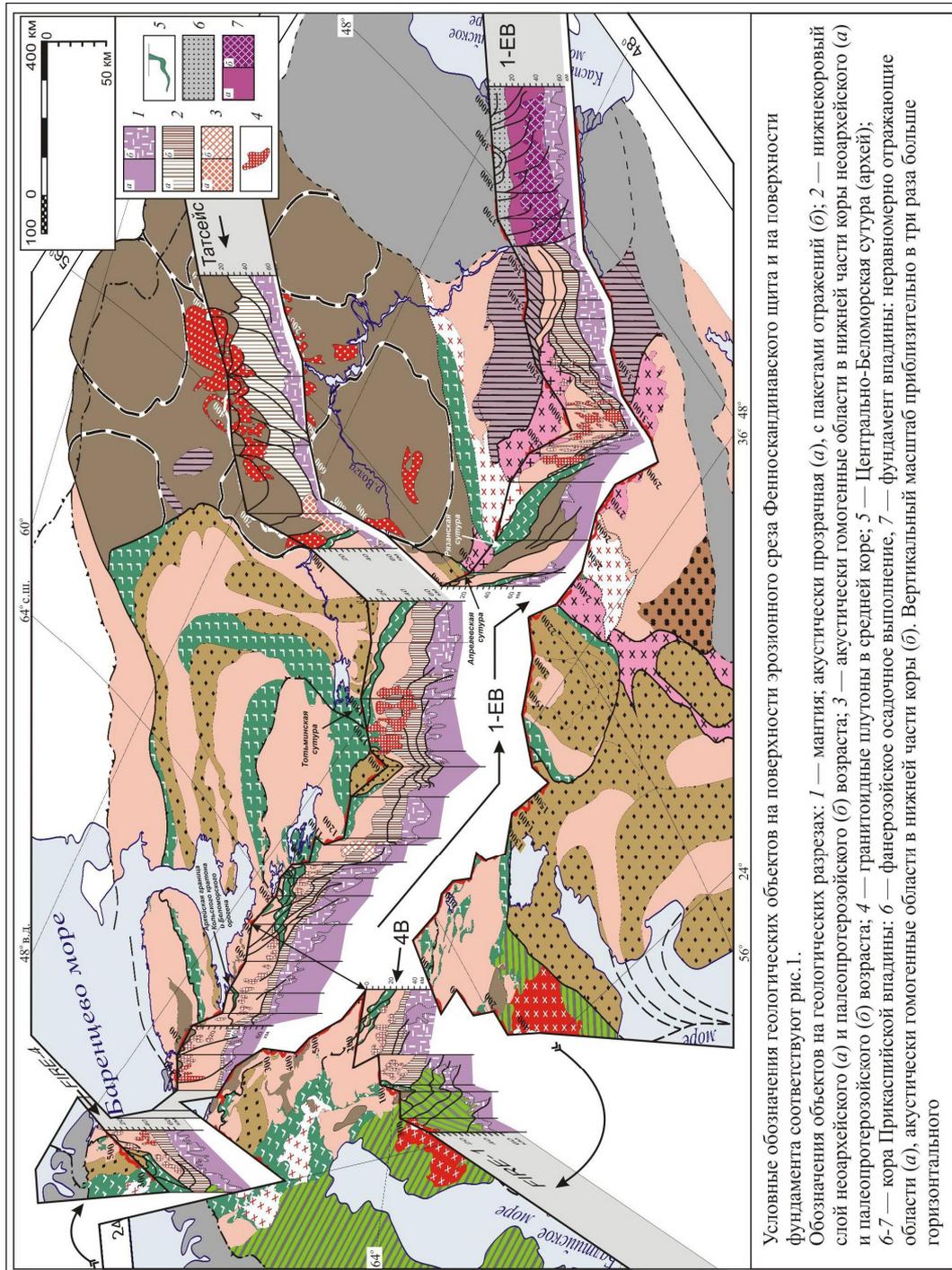


Рис. 2. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (геотраверсы 1-ЕВ и Татсейс, профили 4В, FIRE-1 и FIRE-4)

За пределами овоида кора имеет трехъярусное строение. До глубины около 20 км она образована ансамблем синформных структур, надвинутых друг на друга. Нижнекоровый «слой» мощностью около 35 км образован серией наклонных тектонических пластин, последовательно погружающихся в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10-20 км, которая при выходе к поверхности фундамента представлена гранитоидами Бакалинского комплекса.

Средне-палеопротерозойский

Восточно-Воронежский ВКО возник в результате совмещения Курского кратона и кратона Хопёр. Зона столкновения представляет собой структуру типа «крокодил». Погружение в мантию нижнекоровых пластин сопровождалось (частично подменялось) их сучиванием и аккрецией. Мощность пакета сученных пластин достигает 30 км.

Глубинное строение **поздне-палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО** более полно охарактеризовано в пределах *Среднерусского сектора*. Во внутренней области орогена в верхней части коры размещены чередующиеся гранулитогнейсовые и мигматит-амфиболитогнейсовые тектонические пластины мощностью 5-10 км, смятые в пологие синформные складки. Краевые зоны орогена образованы погружающимися к югу тектоническими пластинами Тотьминского (на севере) и Апрельевского (на юге) поясов, образованными низкометаморфизованными мафитовыми вулканитами, серпентинитами и метаосадками. Мощность Тотьминской пластины достигает 10 км, она прослежена от поверхности фундамента до коро-мантийной границы, средний угол погружения равен 5-10°. С учетом состава горно-породной ассоциации и положения в глубинной структуре эти пояса интерпретируются в качестве сутурных зон.

Глубинное строение *Лапландского сектора* орогена имеет свои особенности.

Синформное строение тектонического покрова ЛГП надежно установлено геологическим картированием и сейсмическим разрезами вдоль профилей ЭГГИ и FIRE-4а [3]. Краевые зоны орогена образованы Печенга-Имандра-Варзугским осадочно-вулканогенным поясом на севере и Восточно-Карельским – на юго-западе. В отличие от Среднерусского сегмента, краевые пояса погружаются навстречу друг другу – под осевую область орогена.

Рязанский сутурный пояс в пределах **поздне-палеопротерозойского Рязано-Саратовского ВКО** прослежен от поверхности фундамента до коро-мантийной границы на глубине около 55 км. Сутура перекрыта Тульско-Тамбовским окраинно-континентальным вулканоплутоническим комплексом.

Поздне-палеопротерозойский

Свекофеннский АО охарактеризован сечением вдоль профиля FIRE-1 [3]. Центральное-Финляндский гранитоидный комплекс (ЦФГК) представляет собой субгоризонтальное пластообразное тело мощностью 10-12 км. ЦФГК перекрывает собственно аккреционный комплекс – последовательность тектонических пластин мощностью 10-20 км, которые, согласно нашей интерпретации, погружаются в северо-западном направлении под углом 10-12°, формируя разрез коры вплоть до коро-мантийного раздела на глубине до 65 км.

Нижняя кора и коро-мантийная граница. В традиционном понимании нижняя кора отождествляется с «зоной рефлексивити», расположенной поверх коро-мантийной границы. Анализ сейсмических разрезов свидетельствует, что увеличение мощности нижней коры определяется взаимным надвиганием-пододвиганием и расклиниванием нижнекоровых пластин. Нижнекоровый слой Кола-Карелии был сформирован в начале палеопротерозоя в результате магматических и метаморфических процессов плюмового типа. Максимальная мощность нижнекорового «слоя», связанная с нагромождением тектонических пластин, приурочена к осевой зоне Среднерусского

сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО. Скучивание нижнекоровых пластин обычно сопряжено со взбросо-надвиговыми деформациями в верхней коре.

Неоархейский нижнекоровый «слой» ВУК образован последовательностью наклонных тектонических пластин. Как отмечено выше, суммарная мощность этого своеобразного «слоя» равна ~35 км.

Акустически «полупрозрачные» гомогенные области в коре менее распространены. С приближением к ним как бы «растворяются» и исчезают все элементы структурной неоднородности, фиксируемые чередованием доменов с интенсивными и слабыми сейсмическими отражениями. Прерывание «зоны рефлексивности» приводит к кажущемуся исчезновению границы кора-мантия, так как мантия дает сходную картину слабых отражений. Коро-мантийная граница в этих участках фиксируется резким возрастанием скорости прохождения сейсмических волн с переходом к скорости 8 км/с, характерной для верхней части мантии. Область коры подобного типа связана с Онежской и Прионежской депрессиями возникшими в интервале времени от 2.2 до 1.86 млрд лет [4]. Другой пример – чашеобразная структура Токмовского овоида ВУК, где акустически прозрачная область размещена поверх коро-мантийного раздела на глубине около 60 км. Можно предполагать, что кора этих областей насыщена мафит-ультрамафитовыми инъекциями, которые полностью или частично преобразованы в высокоплотные породы типа гранатовых гранулитов или эклогитов. Закономерное положение области коры этого типа в структуре ВУК ясно указывает на неоархейский возраст процессов, ответственных за ее формирование.

Сейсмический образ **коро-мантийной границы** значительно варьирует. В пределах Кольской, Карельской и Беломорской провинций эта граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры относительно «прозрачной» мантийной областью. Принципиально

важной особенностью являются нарушения субгоризонтального начертания границы, связанные с изгибанием, погружением и «растворением» в мантии фрагментов пластин «нижней коры». Аналогичное устройство коро-мантийного раздела ярко выражено в основании архейской коры Волго-Уральского гранулитогнейсового ареала.

Заключение

1. «Объемные» представления о глубинной структуре раннедокембрийской коры ВЕК принципиально отличаются от прежних моделей слоисто-блокового строения, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием полого-наклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коро-мантийного раздела.

2. Особый интерес представляет палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО протяженностью около 3500 км. Он заложился как рифтогенно-плюмное образование. Вдоль краевых границ орогена спорадически фиксируются признаки кратковременного океанического раскрытия. Сутурные зоны на месте исчезнувших океанов прослеживаются в современной структуре от уровня эрозионного среза до раздела кора-мантия. В строении внутренней области орогена главную роль играют синформные структуры гранулитогнейсовых поясов. В целом, Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО представляют собой результат комплексной плюм-тектонической эволюции.

Литература

1. Минц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника 2007, № 4. С. 3-29.
2. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по

опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010, в печати.

3. Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005 / Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R. – eds. Geological Survey of Finland, 2006. Special paper 43, 247 p.
4. *Mints, M., Suleimanov, A., Zamozhniaya, N. and Stupak, V.* A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // *Tectonophysics*, 2009. V. 472, No. 1-4, pp. 323-339.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(michael-mints@yandex.ru)

Введение

В тезисах доклада «Объемная тектоника раннедокембрийской коры...» в этом сборнике охарактеризовано глубинное строение Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Объемное моделирование строения коры – исследование с активно работающими обратными связями: геологическое строение поверхности рассматривалось как отправной пункт модели, в свою очередь, объемное представление тектонических структур позволило обратиться к корректировке и совершенствованию существующих геологических и эволюционных моделей.

Зарождение архейских кратонов, их эволюция, объединение и преобразования (рис. 1)

– 3.7-2.93 млрд лет: возникновение «зародышей» архейских микроконтинентов протяженностью в сотни километров. Фрагменты наиболее ранней коры, как правило, сложены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. Имеющиеся данные свидетельствуют о плавлении более древних мафитовых пород и/или коры ТТГ типа в условиях гранулитовой или высокой амфиболитовой фации – то-есть в пользу участия в корообразовании процессов плюмового типа.

– 3.05-2.85 млрд лет: разрастание Водлозерского, Кухмо-Сегозерского и Мурманского микроконтинентов за счет присоединения древнейших островодужных систем типа и океанических плато.

– 2.88-2.83 млрд лет: возникновение внутриокеанических островодужных систем (ассоциация океанических, островодужных и эклогитоносных комплексов представлена в зеленокаменных поясах Хетоламбинского микроконтинента, вдоль его границ и на активной окраине Кольского континента).

– 2.76-2.74 млрд лет: объединение Кола-Карелии и Волго-Уралии в составе единой континентальной массы. Суммарная протяженность композитного континента Кола-Карелия-Вуралия могла достигать 2-3 тысяч километров. Объединение континентов лишь в некоторых случаях сопровождалось субдукцией океанической коры, что может указывать на их взаимные перемещения по касательным траекториям.

– 2.76-2.69 млрд лет: континент Кола-Карелия-Вуралия подвергся массивированной переработке и «достройке». Сопряженные проявления магматизма, осадконакопления, высокотемпературного метаморфизма и деформаций, охватившие площади в сотни тысяч квадратных километров, связаны с процессами мантийно-плюмового типа. Были сформированы зональные овально-концентрические структуры, достигающие в поперечнике нескольких сотен км (рис. 1). Карело-Беломорский ареал образован чередованием концентрических зон, где поочередно преобладают зеленокаменные пояса, сложенные внутриконтинентальными вулканогенно-осадочными ассоциациями, гранулит-гнейсовые пояса, интрузивные тела санукитоидов и гранитоидов. Центробежные тенденции в развитии ареала зафиксированы последовательным увеличением радиуса зон. Длительность наиболее активной фазы составила 60-70 млн лет.

Другой пример – овоиды Волго-Уралии: чашеобразные блоки округлой или овальной формы, 300-600 км в поперечнике, с основанием на уровне коро-мантийного раздела на глубинах до 60 км. Морфологически сходные структуры меньшего размера представлены межовоидными овалами, 200-400 км по длинной оси с основанием на глубине порядка 25 км.

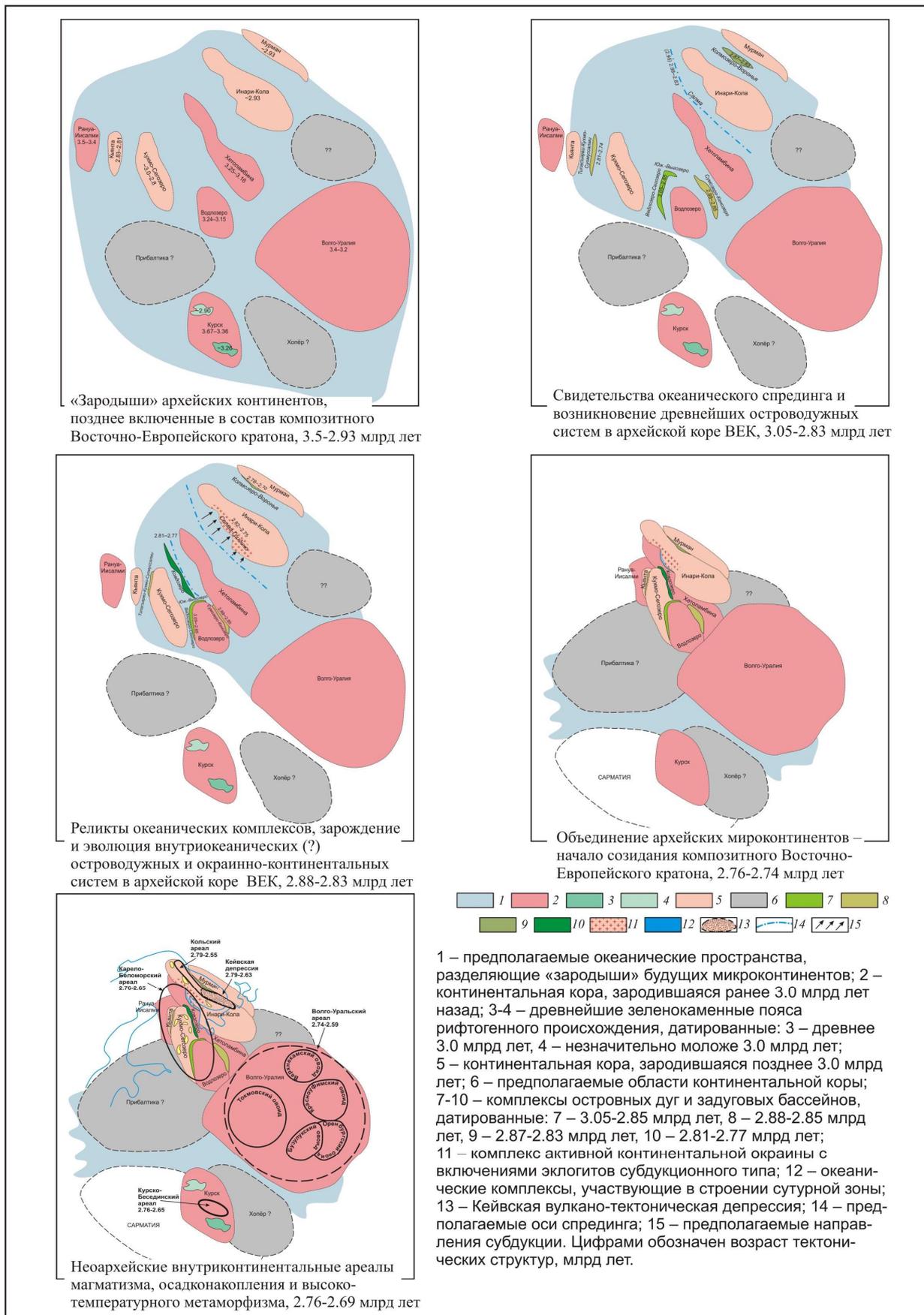


Рис. 1. Архейская эволюция коры Восточно-Европейского кратона

Палеопротерозойская эволюция (рис. 2).

В течение палеопротерозоя ВЕК не всегда представлял собой единое целое. В особенностях состава и строения Волго-Уралии поочередно обнаруживаются свидетельства совместного развития – то с Кола-Карелией (преимущественно, вслед за неoarхеом), то с Сарматией (в середине палеопротерозоя).

Результатом *палеопротерозойских процессов в северо-восточной части Сарматии и в пределах Волго-Уралии* стало формирование ранне-средне-палеопротерозойского Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (ВКО).

– 2.6-2.53 млрд лет: начиная с конца неoarхея фиксируются магматизм и свидетельства растяжения.

– 2.5-2.05 млрд лет: формирование эпиконтинентального Курско-Криворожского бассейна, с характерным чередованием хемогенного и терригенного осадконакопления, 2.2-2.05 млрд лет назад – с участием железисто-кремнистой формации. Бимодальный магматизм рифтогенного и траппового типов.

– 2.13-2.05 млрд лет: осадочное выполнение Кулажинского, Брянского и Воронцовского бассейнов подверглось термальному воздействию и метаморфизму гранулитовой – высокой амфиболитовой фации.

Перечисленные события более всего отвечают модели плюм-тектоники.

– 2.13-2.05 млрд лет: кратковременное раскрытие океана вдоль западной окраины Воронцовского бассейна. Результатом субдукции молодой океанической литосферы стало формирование Липецко-Лосевского вулcano-плутонического пояса.

– 2.08-2.02 млрд лет: общая коллизия, повторное совмещение Курского и Хопёрского кратонов, структурное оформление Брянско-Курско-Воронежского орогена, включающего Брянско-Криворожский, Курской магнитной аномалии (КМА) и Восточно-Воронежский орогенные пояса.

Активная фаза тектонической эволюции охватила интервал около 150 млн лет.

Палеопротерозойская эволюция Кола-Карелии. Преобразованная архейская кора Кола-Карелии совместно с ювенильными комплексами к концу палеопротерозоя вошла в состав Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО [1].

– 2.53-2.42 (до 2.32) млрд лет: растяжение, инициированный плюмом магматизм-1 (андерплейтинг и интраплейтинг габбро-анортозитов на нижних уровнях коры, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы на верхних уровнях, мелкие тела габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов (друзитов) на среднем уровне коры; контрастный вулканизм); гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочного выполнения эпиконтинентальных впадин.

– 2.3-2.1 млрд лет: «дремлющая» внутриплитная тектоника – рассеянный рифтинг.

– 2.11-1.92 млрд лет: возобновление тектонической активности: магматизм-2; рифтогенез вдоль окраин активной области, локальные переходы к спредингу; реактивизация внутриконтинентальных бассейнов, стремительно заполнявшихся вулканитами и осадками преимущественно ювенильного происхождения.

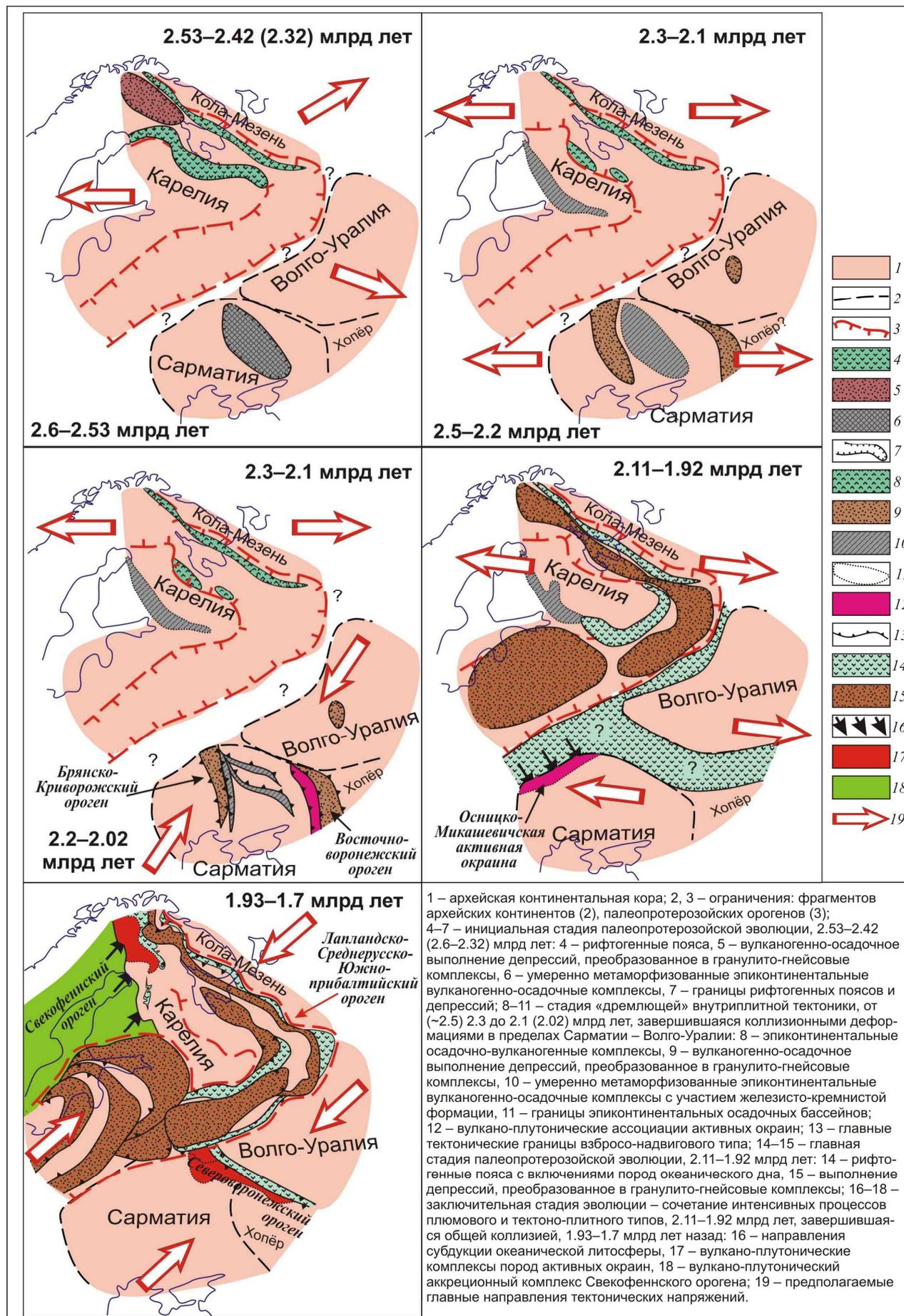
– 1.93-1.86 млрд лет: сочетание процессов плюмового и тектоно-плитного типов, результатом которых стали частичный разрыв континента и его последующее возрождение, возникновение коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного континента (формирование надвиго-поддвиговых осадочно-вулканогенных и синформных покровно-надвиговых гранулитогнейсовых поясов) [1].

– 1.87-1.7 млрд лет: пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

Продолжительность ранней стадии палеопротерозойского тектогенеза (до начала периода «дремлющей тектоники») составила около 200 млн лет. Тектоническая пауза (период «дремлющей тектоники») также продолжалась около 200 млн лет. Далее последовал период наиболее

активной эволюции продолжительностью 250 млн лет. Поздне- и постколлизийные процессы заняли 30-50 млн лет.

Рис. 2. Палеопротерозойская эволюция коры Восточно-Европейского кратона
Поздне-палеопротерозойский Северо-



Воронежский ВКО протягивается вдоль границы между северной (в современных координатах) континентальной массой, объединяющей Фенноскандию, Волго-Уралию и кору Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО, с северо-восточной частью Сарматии (рис. 2). В строении этого орогена участвуют Рязано-Саратовский осадочно-вулканогенный (сутурный) пояс, с которым закономерно связан вулcano-плутонический Тульско-Тамбовский пояс, разместившегося на окраине Курского кратона.

Поскольку к 2.1-2.0 млрд лет назад Волго-Уралия и северо-восточная часть Сарматии участвовали в строении единой континентальной массы, разделение этих континентальных образований произошло позднее. Приблизительно к 1.9 млрд лет на месте океана красноморского типа возник коллизионный ороген.

Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген.

– 1.93-1.87 млрд лет: формирование и аккреция островодужных, задуговых и междуговых комплексов в юго-восточной (Финской) части Свекофеннского орогена.

– 1.80-1.78 млрд лет: надвигание Южно-Финляндского гранулитогнейсового комплекса, принадлежащего Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому ВКО, на породы Свекофеннского аккреционного орогена.

Заключение

Принципиальные особенности архей-палеопротерозойской эволюции ВЕК:

1. Зарождение микроконтинентов, образованных породами ТТГ типа, происходило в различное время между 3.5 и 2.93 млрд лет преимущественно с участием процессов плюмового типа. Их объединение и формирование континента Лавроскандия в результате процессов тектоно-плитного типа завершилось 2.80-2.76 млрд лет назад.

2. Эволюция в конце неархей и в течение всего палеопротерозоя, протекавшая во внутренней области континента, связана с активностью серии суперплюмов [2]: (1) от 2.76-2.74 до 2.69 млрд лет, (2) от 2.53 до 2.41 млрд лет и

(3) от ~2.1 до 1.92 млрд лет. Магматические и метаморфические проявления активности суперплюмов образовали зонально-концентрические овальные области.

3. Процессы палеопротерозойского рифтогенеза локально и кратковременно достигали стадии спрединга, но не приводили к окончательному разделению фрагментов архейского континента. Эти события можно рассматривать как «неудачные попытки» разрыва континента.

4. Мощные притоки мантийного тепла были в значительной части утилизированы кристаллизацией высокотемпературных минеральных ассоциаций гранулитогнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов.

Фундаментальные изменения в геологической эволюции Лавроскандии, соответствующие границе мезоархей-неоархей (а не архей-палеопротерозой, как обычно предполагается), можно связать со сменой архейской «тектоники микроплит» неоархей-палеопротерозойской «тектоникой суперконтинента» (или «тектоникой микроокеанов», учитывая ограниченный размер океанов красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента).

Примечательно, что неоархей-палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок отличается как от архей, так и от фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества «миниплит» в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем неоархей-палеопротерозойскую «тектонику суперконтинента».

Литература

1. *Миц М.В.* Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника 2007, № 4. С. 3-29.
2. *Condie K.C.* Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record // Phys. Earth and Planet. Inter. 2004. Vol. 146, pp. 319-332.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛЕВОГО РЕНТГЕН-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА NITON XL3T900 ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Николаев Ю.Н.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(mitoyan@geol.msu.ru)*

В полевой период 2010 года на участках Находкинского рудного поля (Билибинский муниципальный район Чукотского автономного округа) проводились поисковые работы на медь и сопутствующие элементы. В рамках этих работ проводилось детальное минералогическое геохимическое картирование масштаба 1:10 000, изучалось строение и минералогическая зональность выявленных рудных штоков и минерализованных зон. На базе отряда работала временная аналитическая лаборатория, в которой проводился анализ литохимических проб, образцов руд и метасоматитов с помощью экспресс-анализатора Niton XL3t900 с технологией GOLDD. Результаты анализов проб подвергались первичной обработке и использовались для построения карт геохимических аномалий основных и сопутствующих элементов.

В геологическом отношении Находкинское рудное поле приурочено к Весеннинскому магматогенному поднятию в узле пересечения Весеннинского, Баимского и диагональных разломов. В его состав входят участки Находка, Прямой, III-Весенний, Малыш, месторождение Весеннее.

В строении участка Находка выделяется шток кварцевых монцодиорит-порфиров, прорывающих гидротермально измененные диоритовые порфиры позднеюрского субвулканического комплекса и туфы андезитов средневожского яруса. На этом участке предшественниками были выделены интервалы богатых прожилково-вкрапленных руд медно-порФИРОВОГО штока с халькопиритом, реже с халькопиритом, борнитом и теннантитом и вторичными минералами меди.

Участок Прямой примыкает к участку Находка с юга. В его геологическом

строении принимают участие диоритовые порфиры позднеюрского-раннемелового субвулканического комплекса, прорывающие вулканогенно-осадочные образования и субвулканические трахиандезиты верхней юры. Здесь также отмечено развитие медно-порФИРОВОГО оруденения, но руды преимущественно прожилкового типа, бедные и медная минерализация за пределами рудного тела убогая. Минеральный состав прожилков: галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды (теннантит-тетраэдрит), минералы марганца, пирит.

Площадь участка III-Весенний сложена диоритовыми порфирами позднеюрского-раннемелового возраста, прорванными штокообразными телами монцонит-порфиров и кварцевых монцонитов егдэгкичского комплекса раннего мела. На площади подтверждено наличие медно-порФИРОВОГО оруденения с прожилково-вкрапленными и прожилковыми рудами.

Участок Малыш сложен диоритовыми порфирами поднеюрского-раннемелового возраста с неравномерным распределением медно-молибденовой минерализации штоковидного типа. В кварц-молибденитовых жилах и прожилках постоянно встречаются галенит, сфалерит, первичные и вторичные минералы меди, пирит

На участках рудного поля преобладают кварц-серицитовые метасоматиты и гидротермальные кварциты при резко подчиненной роли кварц-калишпатовых метасоматитов. В большинстве случаев медная минерализация в кварц-серицитовых метасоматитах убогая. Кварц-калишпатовые метасоматиты участков Находка и Прямой пронизаны штоковидом кварцевых прожилков и содержат медную минерализацию, развитую как по трещинам,

так и образующую вкрапленность. Пропилитизация в пределах рудного поля развита слабо и проявляется в образовании кварц-хлоритовых пород с вкрапленностью пирита и тонкими прожилками безрудного кварца. На участках Прямой и Весенний широко развита гипергенная марганцевая минерализация.

Месторождение Весеннее относится к золото-серебро-полиметаллическому типу объектов, локализующихся в периферических зонах медно-порфировых рудно-магматических систем. Рудные тела представлены кварц-карбонат-полисульфидными жилами, жильными зонами и тонкопрожилковыми штокверками. Проявления золото-полисульфидной минерализации фиксируются в пределах медно-рудных участков Находкинского рудного поля.

Летом 2010 года в рамках полевого геолого-минералогического картирования с целью локализации потенциальных медно-порфировых рудных тел были проведены: 1) изучение геологического строения и характера метасоматических изменений по опорным разрезам по полотну магистральных канав с отбором образцов, штучных проб и измерениями *in situ* содержаний химических элементов в окисленных и выщелоченных рудах при помощи портативного рентгено-флуоресцентного анализатора; 2) отбор литохимических проб из рыхлых образований по регулярной сети 100x50 м и их анализ при помощи портативного рентгено-флуоресцентного анализатора; 3) изучение обломочной фракции элювио-делювия по регулярной сети с отбором образцов для последующих минералогических исследований. Точки наблюдения, места отбора образцов, литохимических, штучных и сколковых проб привязывалось с помощью спутникового навигатора GPS-60.

Использование в рамках аналитических работ полевого анализатора Niton XL3t900 с технологией GOLDD (рис. 1) было обусловлено рядом причин. Это портативный спектрометр, что позволяет использовать его непосредственно во время

проведения поисковых и других маршрутов. Первичное рентгеновское излучение обеспечивается серебряной трубкой, на которую от аккумуляторов подается напряжение до 45 кВ, благодаря чему возможно анализировать широкий спектр элементов: от Mg до U. Кремниевый дрейфовый детектор с площадью поверхности 25 мм² обеспечивает скорость счета до 200 000 импульсов в секунду, что делает анализ относительно быстрым.



Рис. 1. Анализатор Niton XL3t900, закрепленный на защитном стенде.

Работа на приборе велась в несколько стадий.

В предполевую подготовку проходило ознакомление с техническими характеристиками прибора и изучались некоторые метрологические показатели анализатора. На кафедре геохимии Московского государственного университета методом сравнения с результатами ИСП-анализа растертых литохимических проб, отобранных в предшествующий период, была оценена точность измерений анализатором Niton XL3t900. Исследования проводились для основных элементов и элементов-спутников медного оруденения: Cu, Mo, Pb, Zn, As, Ag.

При определении содержаний Cu отмечается значимая положительная корреляция (коэффициент корреляции 0,99)

между результатами рентгено-флуоресцентного и ICP-анализов (рис. 2). Чувствительность Niton XL3t900 составила 50 ppm против заявленного производителем предела обнаружения меди в 15 ppm.

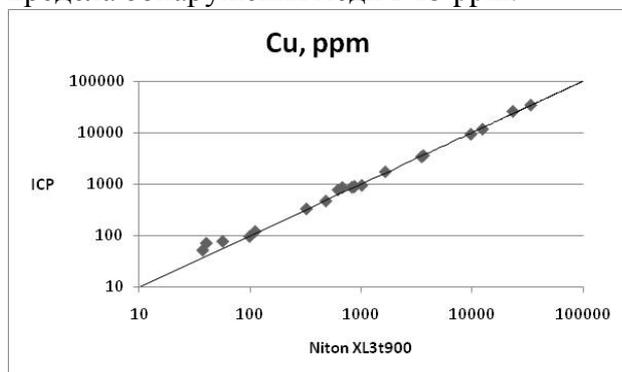


Рис. 2. Сравнение результатов определения Cu на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа. Примечание: на этом и последующих подобных рисунках проведена линия равных значений.

Предел обнаружения Mo совпадает с заявленным производителем и составляет 4 ppm. Также отмечается значимая корреляция (коэффициент корреляции 0,99) между результатами рентгено-флуоресцентного и ICP-анализов с общей тенденцией к незначительному завышению результатов, полученных анализатором Niton XL3t900, в области содержаний молибдена до 100 ppm (рис. 3).

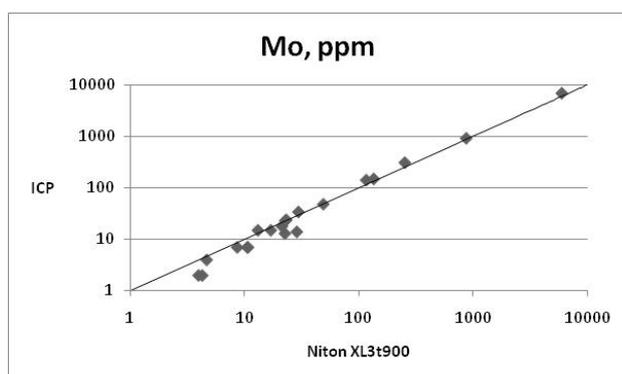


Рис. 3. Сравнение результатов определения Mo на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Анализ содержаний Pb возможен для проб с концентрациями больше 40 ppm. В интервале содержаний свинца 40-350 ppm отмечается занижение результатов рентгено-флуоресцентного анализа, проведенного на приборе Niton XL3t900, относительно данных ICP-анализа (рис. 4). Для проб с концентрациями свинца больше

350 ppm относительная ошибка определения снижается до 10% и ниже. Коэффициент корреляции результатов, полученных двумя методами, равен 0,99.

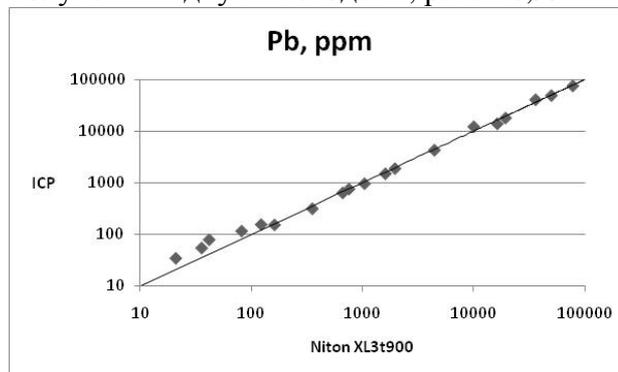


Рис. 4. Сравнение результатов определения Pb на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Предел обнаружения Zn анализатором Niton XL3t900 составил 40 ppm. В области содержаний цинка 40-100 ppm результаты рентгено-флуоресцентного анализа занижены относительно результатов ICP-анализа, но для больших содержаний элемента наблюдается значимая корреляция между двумя рассматриваемыми методами (коэффициент корреляции, вычисленный по всей совокупности данных, составил 0,99) (рис. 5).

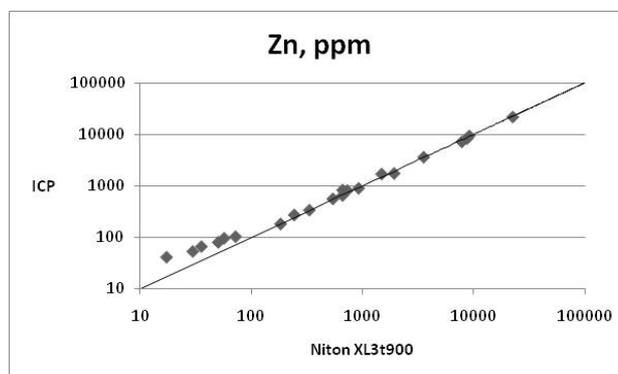


Рис. 5. Сравнение результатов определения Zn на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

При определении As в пробах в целом результаты рентгено-флуоресцентного анализа коррелируют с результатами ICP-анализа, но для проб с содержаниями свинца больше 5% показания Niton XL3t900 оказываются неудовлетворительными (рис. 6). Определение содержаний As рентгено-спектральными методами усложняется близким расположением и часто перекрытием пиков As и Pb (энергии линий:

$K_{\alpha}As=10,53$ кэВ, $L_{\alpha}Pb=10,55$ кэВ), вследствие чего разделение сигналов этих элементов при высоких концентрациях обоих требует дополнительных методических ухищрений. Предел обнаружения As – 40 ppm.

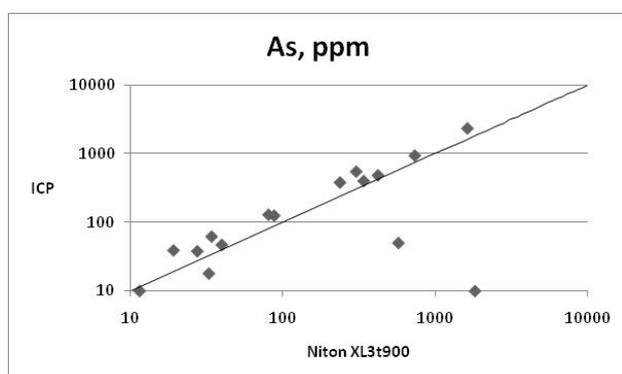


Рис. 6. Сравнение результатов определения As на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Результаты анализа на Ag анализатором Niton XL3t900 оказываются удовлетворительными только для содержаний серебра больше 100 ppm (по сравнению с 10 ppm, заявленными производителем). Это обусловлено проблемой отделения полезного сигнала, связанного с образцом, от шума, который производит излучение серебряной трубки прибора.

Таким образом, чувствительность прибора Niton XL3t900 (табл. 1) оказывается достаточной для выявления на площади Находкинского рудного поля аномалий основных элементов медно-молибден-порфирового оруденения, его элементов-спутников, а также аномалий Pb и Zn, отвечающим золото-серебро-полиметаллическому оруденению.

Таблица 1. Пределы обнаружения некоторых рудных элементов прибором Niton XL3t900.

Элемент	Предел обнаружения, ppm
Cu	50
Mo	4
Pb	40
Zn	40
As	40
Ag	100

При проведении полевых работ рентгено-флуоресцентному анализу на

приборе Niton XL3t900 подвергались предварительно просушенные и просеянные литохимические пробы. Всего было проанализировано 3398 проб. 40 проб для контроля были проанализированы повторно, средняя случайная ошибка при этом не превысила 10% по основным и сопутствующим элементам. Помимо камеральных испытаний, также проводилась полевая съемка сколковых проб *in situ*. Такие аналитические работы проводились в ходе маршрута на участок III-Весенний, где было произведено 51 измерение вдоль магистральной канавы.

После первичной обработки результатов анализов была составлена база данных результатов измерений с координатной привязкой проб. База данных была экспортирована в ГИС-проект работ, что позволило построить карты геохимических аномалий основных и сопутствующих элементов.

По данным минералого-геохимического картирования на площади Находкинского рудного поля были оконтурены площади развития различных фаций метасоматитов, выявлены аномалии основных рудных элементов, уточнены границы известных и выделены новые потенциальные рудоносные структуры, соответствующие штокверкам с медно-порфировой минерализацией и жильно-прожилковым зонам с молибденовым и золото-серебряным оруденением.

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ СИЛИНСКОГО МОНЦОНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА (КРР)

Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(stakhor@yandex.ru)

Введение

Исследования мелового тектогенеза Сихотэ-Алиня [9 и др.] свидетельствуют о ключевой роли сдвигов в локализации проявлений магматизма в период меловой региональной тектономагматической активизации. Их роль нашла свое отражение в том, что особенности размещения проявлений мелового магматизма определялись в немалой степени характером взаимодействия и пространственно-временной организации элементов сдвигового структурного ансамбля: сколовых, деструктивных

(раздвиговых) и складчатых. Причем плеквативные формы наряду с дизъюнктивными также могли играть первостепенную структурообразующую роль в формировании не только многих вулканогенно-осадочных бассейнов, но и крупных, зачастую батолитоподобных интрузий [10 и др.], о чем свидетельствует, например, факт конкордантности ряда крупных гранитоидных плутонов с вмещающими синдвиговыми складчатыми структурами [8].

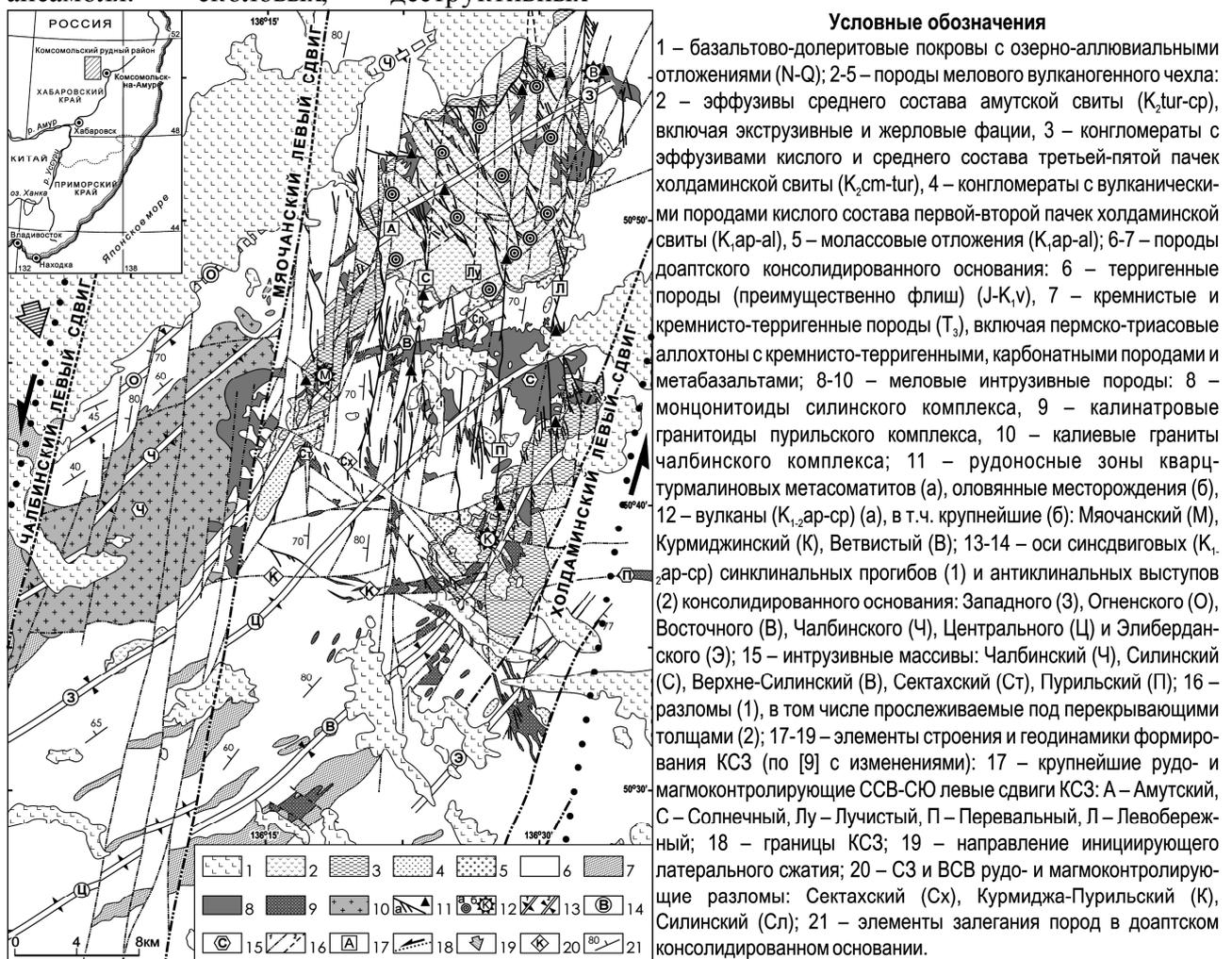


Рис. 1. Геолого-структурная схема Комсомольского рудного района с элементами геодинамики (из [11] с изменениями).

О том что сдвиговые дислокации оказывали основополагающее влияние на локализацию проявлений мелового магматизма, свидетельствуют наши исследования морфологии и инфраструктуры апт-кампанских гранитоидных интрузий и их комагматов мяочанской серии в КРР (рис. 1), которая включает в себя четыре вулканоплутонических комплекса: пурильский риолитовый → холдаминский риодацитовый → силинский андезитовый → чалбинский гранитный [1, 4, 5, 7 и др.].

В данной работе мы ставим акцент на проявлениях силинского комплекса, являвшегося главным поставщиком олова в КРР [1, 4, 5, 7 и др.], но и их структурно-динамическую корреляцию невозможно проводить в отрыве от других рудно-магматических и тектонических элементов КРР – настолько, как это будет видно далее, тесно все они были взаимосвязаны между собой всю эпоху становления района.

Результаты исследований

Полученная нами структурно-динамическая картина выглядит так.

1. Многие проявления мелового магматизма КРР, включая наиболее крупные: эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные бассейны и батолитоподобные интрузии – контролируются пликативными формами сдвиговых дислокаций. Региональная апт-кампанская синсдвиговая складчатость сформировалась в виде единой линейной системы пологих, равномерных, субпараллельных конседиментационных структур: синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий – шириной до 18 км каждая (рис. 1), наложенных на доаптское терригенно-флишевое основание по типу продольной складчатости [11 и др.]. При этом эпиконтинентальные бассейны компенсируют прогибы, а батолитоподобные массивы (Чалбинский, Силинский) приурочены к сводовым частям поднятий. Все крупные складчатые структуры имеют СВ (40-50°) простирание, закономерно ориентируясь под косым

углом к ССВ (10-30°) Комсомольской сдвиговой зоне (КСЗ) [6, 9, 11 и др.], где наиболее крупными разломами являются Чалбинский, Мяочанский и Холдаминский левые сдвиги (рис. 1). Как известно [9 и др.], их левосторонняя активизация под действием СЗ (340-350°) латерального сжатия, как и везде в Сихотэ-Алине, определила структурный стиль и геодинамику апт-кампанского складко- и разломообразования, а также геодинамические условия локализации синхронных магматических и постмагматических (в т. ч. рудных) образований.

2. Крупнейшие поднятия и прогибы совместно с названными левыми сдвигами контролируют пространственное размещение выделяемого геофизиками [3 и др.] пологого линзовидного Комсомольского «криптоплутона» мощностью 0-5 км, который включает в себя практически все проявления пурильского и чалбинского комплексов. При этом рельеф кровли криптоплутона является полностью конкордантным структурному рисунку основной складчатой системы, который фиксируется также морфологией поверхности доаптского основания. Особенно четко это видно в зоне сопряжения Чалбинского сдвига и Чалбинского поднятия, где расположен Чалбинский массив (рис. 1), рассматривающийся как эродированная часть криптоплутона [3 и др.].

3. Точно такая же картина имеет место и для особенностей локализации силинских монзонитоидов. Как оказалось, хорошо известный Силинский массив, лежащий на криптоплутоне [3 и др.], приурочен к Центральному поднятию, что подчеркивается его лакколитообразной формой с утолщением к замку поднятия. Это является еще одним подтверждением того, что СВ региональная складчатость является подобной [11 и др.]. При этом в массиве от апикальных его частей к центру наблюдается изменение состава пород от основных (габбро) разностей к диоритовым и далее к кислым (гранитным). Следует подчеркнуть, что такая зональность –

плавная, иначе говоря, не фазовая, а фаціальная – с проявлением промежуточных разностей пород без резких переходов одних в другие. Имеются прямые структурные данные о том, что конфигурация фаціальной зональности массива совпадает с его морфологией и, следовательно, является конкордантной Центральному поднятию. А указанная зональность полностью соответствует последовательности внедрения силинских монцонитоидов – от габбро до гранитов, которая наблюдается как в экзоконтатах массива, так и на удалении от него, в частности, в Западном и Восточном прогибах. Это указывает на кристаллизацию пород массива в обстановке растяжения в пределах соскладчатой зоны декомпрессии, существовавшей в замковой части Центрального поднятия весь период формирования интрузий силинского комплекса, которое, как уже говорилось, происходило синхронно с процессами складко- и сдвигообразования. Причем монцонитоиды внедрялись в зону декомпрессии вдоль ССВ левых сдвигов, что фиксируется наличием нектоподобных тел в подошве массива, например, в пределах Солнечного сдвига. Между прочим, наличие подобного тела выявлено геофизическими методами и для Комсомольского криптоплутона по нарастанию его мощности до 7-7,7 км в пределах Мячанского сдвига [3 и др.].

4. То что наложенная на основание меловая синсдвиговая складчатость являлась подобной, фиксируется также конседиментационным ее характером. Эпиконтинентальные бассейны КРР сложены в своей нижней части ритмично переслаивающимися осадочными (типа континентальной молассы) породами с риолитовыми и (выше) риодацитовыми пирокластами (холдаминская свита, K_1apt-K_2tur). Их верхняя часть венчается андезитовыми, андезибазальтовыми и порфириновыми пирокластами и лавами (амутская свита, $K_2tur-con$). При этом риолиты нижней части холдаминской свиты комагматичны пурильским гранодиоритам, верхняя ее часть образует самостоятельный

холдаминский вулканический комплекс, а вулканы амутской свиты – это комагматы силинских монцонитоидов. Причем в этих свитах снизу вверх при общем увеличении мощности разреза четко наблюдается плавное нарастание доли вулканогенного материала от чисто обломочных пород к пирокластам и затем к лавам с синхронной заменой продуктов кислого вулканизма на продукты среднего и основного [4, 5, 7, 11 и др.]. Анализ их структуры [2, 6, 9, 11 и др.] показывает, что здесь пликативные деформации проявлены в виде линейных, преимущественно СВ ($40-55^\circ$), складок продольного изгиба в сочетании с взбросами (по типу веерного кливажа и кливажа осевой поверхности) и межслоевыми надвигами, отвечая тем самым условиям СЗ ($310-325^\circ$) латерального сжатия. Последнее подчеркивается также наложением на СВ складки поперечных СЗ складок сбросового генезиса. Причем указанные деформации, развитые над ССВ левыми сдвигами основания, связаны с ними еще и генетически, отражая, как и эшелонированные рудоконтролирующие структуры растяжения, их эмбриональные формы развития [6, 9, 11 и др.]. Совокупность пликативных и наложенных на них деструктивных дислокаций, проявленных в вулканогенно-осадочном чехле КРР, по аналогии с другими изученными в этом отношении районами Сихотэ-Алиня [9 и др.], характеризует структуру фронта миграции сдвигов от нижних уровней коры к верхним, происходившей в условиях ССЗ ($340-350^\circ$) латерального сжатия. Свидетельством этому служит также систематическое проявление в бассейнах ВСВ ($60-80^\circ$) складок, субнормальных к такому сжатию, и присдвиговых ЗСЗ ($280-290^\circ$) складок инерционного типа [11 и др.]. Почти повсеместное развитие этих деформаций в основании, их строгая упорядоченность, четкая соорганизованность с конседиментационными структурами бассейнов свидетельствуют, что основание деформировалось синхронно с вулканогенно-осадочной толщей путем повторного продольного и отчасти

поперечного его кливажирования, происшедшего в условиях простого сдвига. Причем, судя по составу континентальной молассы в холдаминской свите [2, 4, 11 и др.], «растущие» выступы (антиклинали) в апте-кампане сопровождалась пенеппенизацией основания и служили источниками сноса обломочного материала, а прогибы (синклинали) – бассейнами седиментации. То есть, апт-кампанское сокращение коры в КРР несет на себе признаки взаимодействия двух процессов: как веерного кливажирования по типу соскладчатых взбросов, так и формирования подобной складчатости в сочетании с надвигами.

Обсуждение и заключение

Наиболее контрастно представленная картина видна как раз на примере проявлений силинского монцонитоидного комплекса как в силу четкой географии, так и геологии их распространения. Мощность входящих в его состав эффузивов амутской свиты (более 2 км) в верхах Западного и Восточного прогибов вполне сопоставима с мощностью Силинского лакколитообразного массива (2,5-3 км), приуроченного к своду смежного Центрального поднятия и вмещающего комагматичные им монцонитоиды.

Их структурно-геодинамическая корреляция на базе охарактеризованных выше критериев в полной мере показывает, что локализация их обеспечивалась развитием и взаимодействием складчатых и сколово-раздвиговых форм сдвиговых дислокаций. Для складчатых форм как результата повторного синсдвигового апт-кампанского смятия коры по типу подобной складчатости под действием СЗ латерального сжатия это выразилось в почти синхронном формировании эпиконтинентальной толщи амутских вулканитов в виде лав и туфов в СВ синсклиналиных прогибах доаптского основания и интрузивных фаций батолитоподобного Силинского массива, сидящего в замке Центрального антиклинального поднятия. Для сколово-раздвиговых форм – в локализации

экструзивных и жерловых фаций, дайковых и штоковых тел на сопряжении или пересечении ССВ левых сдвигов с СЗ (соскладчатые и сосдвиговые сбросы и раздвиги) и ВСВ-СВ (преимущественно взбросы и надвиги) разломами преимущественно на крутонаклонных участках сквозной СЗ декомпрессии, обеспечивавшейся динамическим взаимодействием сдвигового и соскладчатого (который, как мы помним, тоже является парагенетически синсдвиговым) планов деформаций. А указанный стиль соскладчатых деформаций, существовавший именно в период формирования пород силинского комплекса, предполагает существование в замках складчатых сооружений пологих депрессионных камер, послуживших структурными ловушками для расплавов в период их миграции. Это нашло свое отражение, соответственно, в наличии в замке Центрального антиклинального поднятия полого лежащего Силинского монцонитоидного массива, а в смежных прогибах – в повышенной (с СВ трендом) концентрации вулканоструктур. Причем, подчеркнем, такой стиль складчатости допускает, что данные ловушки в антиформах тормозили, а в синформах, наоборот, – за счет все возрастающего литостатического давления формирующейся вулканогенной толщи (артезианский эффект) – ускоряли продвижение расплавов наверх¹.

¹ Здесь к месту будет вспомнить о почти 1,2 км отложений предшествующей холдаминской свиты и о тренде поступательного нарастания мощностей вулканических отложений от древних к молодым в эпиконтинентальных бассейнах, что говорит в пользу ускорения интенсивности вулканизма во времени с апта по кампан, в т. ч. за счет нарастания стратифицированной вулканогенной толщи. Все это, еще раз подчеркнем, происходило синхронно с формированием сдвиговых зон в терригенном основании, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста [2, 6 и др.], указывающие на то, что, когда кристаллизовались последние (континентальные!) лавы амутской свиты, ниже уже формировались (одновременно!) оловоносные турмалиниты в сдвигах основания.

Мало того, та самая концентрация силинских вулканов в прогибах в существующем современном эрозионном срезе при их полном отсутствии непосредственно в сводах антиформ (а это = жерловые, экструзивные фации силинского комплекса), да и полное отсутствие пологих массивных разностей в ядрах синформ свидетельствуют еще по крайней мере о двух вещах. Во-первых, об экранирующей роли границы подошвы чехла как зеркала складчатости, сопровождаемой субпослойными чехлу надвигами с зоной влияния от оси (как в чехле, так и в основании) 100-150 м, не только для рудной [1, 4, 5, 7 и др.], но и для магматической системы. Во-вторых, о симметрии расположения жерловых, экструзивных и интрузивных фаций как в бассейнах, так и в апикальных частях батолитоподобных массивов относительно поверхности подошвы. В самом деле, в замках синклиналей не наблюдается вообще пологих массивных интрузий, только крутопадающие. Отсюда наблюдаемая симметрия жерловых, экструзивных и апикальных интрузивных (дайковых и, отчасти, штоковых) фаций относительно подошвы чехла в части син- и антиформ только подтверждает справедливость указанной выше схемы подобной складчатости для повторных деформаций доаптского основания. В том смысле, что в процессе излияния амутских лав происходило «схлопывание» синформных зон декомпрессий в их замках, расположенных ниже поверхности подошвы чехла (с дальнейшим наложением экструзий), и синхронное формирование их интрузивных разностей в Силинском лакколитообразном массиве с последующим наложением на него дайковых и мелких штоковых тел выше поверхности подошвы. Справедливость охарактеризованной схемы подтверждается всей совокупностью буровых и проходческих работ в КРР.

Такая структурно-динамическая ситуация справедлива для всех магматитов КРР и предполагает, что вначале происходило синхронное с сокращением коры нагнетание магматического материала

в соскладчатые декомпрессионные камеры в сводах поднятий и под прогибами с его проникновением затем (по мере заполнения камер) во вмещающую толщу по ВСВ-СВ и СЗ разломам и ССВ левым сдвигам КСЗ, с его последующим извержением в прогибах (где сосредоточена основная масса вулканов рис. 1) со схлопыванием магматических камер в их замках и далее повсеместным наложением дайковых и жерловых фаций на массивные породы мячанской серии на зрелых стадиях развития региональных левосдвиговых дислокаций.

Литература

1. *Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
2. *Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М.* Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 135 с.
3. *Линневский Э.Н.* Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 21-32.
4. *Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др.* Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
5. *Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др.* Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 181-201.
6. *Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 5. С.46-56.
7. *Огнянов Н.В.* Геология оловорудных районов Хингано-Охотской оловоносной области. Комсомольский оловоносный район // Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 2. Кн. 1. М., 1986, с. 350-378.
8. *Уткин В.П.* Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3.

1977. С.101-112.

9. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование М.: Наука, 1989. 165 с.
10. *Уткин В.П.* Роль сдвигов океанической коры литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Докл. Акад. Наук. 2006. Т. 408. № 5. С. 650-655.
11. *Mitrokhin A.N.* Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal. 1998. V. 2. № 3. P. 124-133.

РЕЙНЕРИДЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРИРОДА И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ ДОКЕМБРИЯ

Михальский Е.В.

*ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
(emikhalsky@mail.ru)*

Введение

В структуре кристаллического фундамента Восточной Антарктиды выделены относительно некрупные раннедокембрийские протократонные блоки и вмещающий их обширный Циркумвосточноантарктический [3] или Вегенер-Моусоновский [9] протерозойский подвижный пояс (ВАПП, рис. 1), испытавший главную фазу тектономагматической деятельности на интервале от 1150 млн. лет до 950 млн. лет назад [10]. Впервые горные породы ВАПП были описаны в качестве тектонотипа на Земле Эндерби отечественными исследователями [6], которыми был выделен Рейнерский метаморфический комплекс. На основании близости возраста тектономагматических процессов на различных участках ВАПП (от Земли Королевы Мод на западе до островов Уиндмилл на востоке), соответствующие геологические образования ВАПП выделяются как «рейнериды».

На ранних этапах исследований метаморфические образования ВАПП считались продуктами рекуррентной тектонотермальной переработки раннедокембрийского кристаллического массива [6], а позднее возникли представления об участии протерозойских ювенильных образований, по крайней мере, на некоторых участках ВАПП [3]. К вопросу тектонического строения Антарктиды обращался также и В.Е. Хаин вместе с С.А. Ушаковым. В работе [7] было впервые высказано предположение о том, что главная эпоха регионального метаморфизма в Восточной Антарктиде соотносилась с карельским циклом, завершившим формирование цоколя многих древних платформ. Было отмечено, что геосинклинальные пояса периферии Восточноантарктической платформы

испытали активизацию гренвильской и делийской тектонических эпох, но решающую роль в их превращении в складчатые системы сыграла позднебайкальская–салаирская эпоха.

Мегаструктура Рейнерской провинции современными исследователями рассматривается как супертеррейн или тектонический коллаж различных блоков и террейнов, объединившихся на поздненеопротерозойско-раннепалеозойском (панафриканском) [8] или на позднемезопротерозойском (рейнерском) этапе развития [4, 11].

В докладе показаны главные особенности вещественного состава и изотопной структуры ВАПП, обобщены представления о геодинамических условиях формирования протолитов пород, а также акцентировано внимание на дискуссионных вопросах и альтернативных моделях развития территории.

Вещественный состав и возраст пород

В пределах ВАПП преимущественно распространены пара- и ортогнейсы гранулитовой фации метаморфизма. Мафические гранулиты в большинстве районов образуют маломощные пачки или пласты, переслаивающиеся с другими видами пород; характерно наличие деформированных и метаморфизованных дайкообразных тел и будин. В некоторых районах (западная часть Земли Королевы Мод, горы Сёр-Роннане, центральная часть гор Принс-Чарльз) метаморфизм не превышал амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Здесь породы сохраняют реликтовые структуры и текстуры вулканического генезиса. В этих же районах наибольшим распространением пользуются породы основного–среднего состава. На большей части ВАПП распространены чарнокиты.

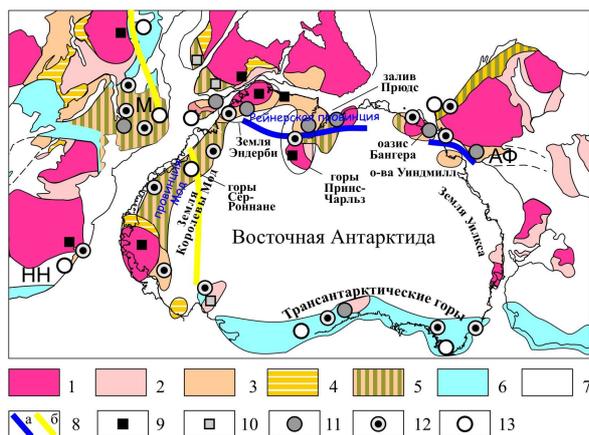


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Антарктиды и сопредельных материков на реконструкции Гондваны

1 – архей, 2 – палеопротерозой, 3 – 5 – мезопротерозой (3 – метаморфические комплексы, 4 – вулканогенно-осадочные комплексы, 5 – области раннепалеозойской переработки), 6 – палеозой, 7 – мезозой и кайнозой, ледовый покров), 8 – сутуры (а – средне-мезопротерозойская, б – поздне-мезопротерозойская), 9–13 – модельные Sm-Nd возраста T_{DM} , млрд. лет: 9 – >2,7; 10 – 2,3–3,0; 11 – 1,9–2,3; 12 – 1,4–1,9; 13 – 1,1–1,4. НН – пояс Намакуа–Наталь, АФ – пояс Албани–Фразер, М – Мозамбикский пояс.

Возрастные рубежи ключевых тектонотермальных процессов (не синхронные в различных районах) составляют: внедрение протолитов ортогнейсов тоналитового состава – 15400–1300 и 1170–1050 млн. лет, габброидов – 1250–1150 млн. лет, метаморфизм – 1190–950 млн. лет, внедрение синкинематических гранитоидов – 1100–970 млн. лет, чарнокитов – от 1100 до 955 млн. лет.

Большая часть докинематических магматических образований на западе Земли Королевы Мод, в горах Сёр-Роннана, в центральной части гор Принс-Чарльз и в оазисе Бангера соответствует нормальным известково-щелочным андезитам, гранодиоритам и тоналитам [3]. Предполагается, что формирование этих комплексов происходило в геодинамических условиях вулканических и магматических дуг на интервале 1500–1100 млн. лет.

В центральной части гор Принс-Чарльз развиты породы мафическо-салического комплекса метавулканитов, плутоны габбро–диорит–плагиогранитовой форма-

ции и расслоенные габброиды. Для метавулканитов характерна слабая обогащенность LILE при низких содержаниях HFSE и LREE, а некоторые виды соответствуют базальтам типа E-MORB. Отрицательная Nb–Ta аномалия характерна для андезибазальтов и более кислых разновидностей, формирующих известково-щелочную серию. Однако, плюмовый компонент базитов, преобладающих на некоторых участках, позволяет предполагать определяющую роль глубинного мантийного (плюмового) вещества.

Подавляющее большинство фельзитических ортогнейсов других районов имеют пониженные концентрации Y и Ti. Происхождение таких пород связывается с частичным плавлением мафического субстрата. Эти ортогнейсы отличаются от орогенических гранитоидов и в большей степени соответствуют гранитоидам А-типа. Геохимические свойства сопутствующих мафических пород указывают на кристаллизацию как из высокотемпературных расплавов глубинного (плюмового), так и низкотемпературных расплавов литосферного происхождения.

Изотопная структура ВАПП

Рейнериды имеют широкие вариации T_{DM} и $\epsilon_{Nd}(i)$ (рис. 1, табл. 1). Модельные датировки T_{DM} группируются в диапазонах 1,9–1,6 и, менее уверенно, 1,5–1,3 и 2,3–2,2 млрд. лет [5]. Эти данные свидетельствуют о том, что палеопротерозойский процесс корообразования имел определяющую роль, однако в большинстве районов горные породы, образованные на этом этапе, были переработаны более поздними процессами.

Необходимо отметить существенно более низкие значения T_{DM} и повышенные значения $\epsilon_{Nd}(i)$ в восточной части Земли Королевы Мод (преимущественно <1,5 млрд. лет и >2, соответственно), чем в других регионах. Этот факт позволяет выделить большую часть Восточной Антарктиды в качестве ядра палеопротерозойского заложения, которое было переработано в мезопротерозое и обрамлено

аккреционными комплексами мезопротерозойского возраста. Территорию Земли Королевы Мод целесообразно выделять в качестве самостоятельной тектонической провинции (супертеррейна) *Мод*, испытавшей свою собственную историю геологического развития.

Таблица 1. Изотопный состав пород из отдельных районов ВАПП и некоторых мезопротерозойских поясов Африки и Австралии.

Район	T_{DM} , млрд. лет	$\epsilon_{Nd}(t=1)$ млрд. лет
Западная часть ЗКМ	1,4–1,8	-4+2
Центральная часть ЗКМ	1,3–2,0	-2+6
Восточная часть ЗКМ	1,2–1,7	-1+6
Земля Эндерби	1,4–2,4	-13+2,5
Северная часть гор Принс-Чарльз	1,6–2,3	-9–3
Центральная часть гор Принс-Чарльз	1,5–2,2	-6+2
Побережье залива Прюдс	1,7–2,4	-10+2
Оазис Бангера и окрестности	1,1–2,5	-12+6
Пояс Албани–Фразер	1,8–2,3	-13+2
Пояс Намакуа–Наталь	1,2–1,7, 1,9–2,6	-1+3, -11–9
Мозамбикский пояс	1,1–2,4	-12+7

Прим. ЗКМ – Земля Королевы Мод.

Происхождение протолитов горных пород

Для собственно Рейнерской провинции (рис. 1) характерно развитие до- и синкинематических ортогнейсов кислого состава и позднектонических гранитоидов, среди которых преобладают и являются характеристическим формационным типом чарнокиты; мафические ассоциации развиты только на отдельных участках. Достоверные ювенильные образования мезопротерозойского возраста также редки. Другой важной чертой является значительное различие между модельными возрастами T_{DM} и цирконовыми датировками пород, составляющее от 300 до 800 млн. лет. Это расхождение традиционно рассматривается как признак длительности развития мобильного пояса от возникновения ранних, примитивных океанических дуг до завершения тектонической активности с закрытием корообразующих систем, завершающей коллизией и тектоническим коллапсом орогена. В этой модели

значительный разброс модельных Sm-Nd возрастов T_{DM} отражает длительность формирования ювенильной земной коры в надсубдукционных условиях. Исходя из этого, можно предполагать, что формирование первичного вещества земной коры Рейнерской провинции началось в раннем палеопротерозое (2,2–2,5 млрд. лет), достигло максимума на интервале 1,6–1,9 млрд. лет и завершилось на рубеже 1,2–1,1 млрд. лет назад. Наличие унаследованного вещества циркона (реликтовые ядра зёрен в ортогнейсах или ксеногенные зёрна в метаосадочных породах) с возрастом 1800–2000 млн. лет ([1] и др.) подтверждают это предположение.

Вместе с тем, базиты Рейнерской провинции преимущественно имеют примитивный, не фракционированный геохимический характер типа E-MORB или океанических платобазальтов [2], более свойственный внутриплитным образованиям глубинного мантийного (плюмового) происхождения (например, высокое отношение Nb/Y, отсутствие Nb-Ta аномалии, не фракционированное распределение РЗЭ), чем производным конвергентных условий. С одной стороны, отсутствие обогащения лёгкими РЗЭ может быть увязано со спецификой состава литосферного клина в результате проникновения малых силикатных расплавов, а не за счёт субдуцированных осадков. С другой стороны, роль глубинных процессов, в частности – широко-масштабного андерплейтинга мантийных масс в подкоровые горизонты и возникновения соответствующих магматических дериватов может быть недооценена моделью развития конвергентной системы. В частности, происхождение тоналитов (докинематические комплексы) и чарнокитов (позднекинематические комплексы) может быть связана с плавлением мафического субстрата (амфиболитов нижней коры или вещества субдуцированной океанической литосферы). Ареальный характер распространения этих образований на огромных площадях Рейнерской провинции может служить аргументом в пользу нижнекорового происхождения этих

пород в процессе андерплейтинга. Возможно, андерплейтинг и генерация, по крайней мере, «плюмовых» базальтоидов произошли на стадии постколлизийной деляминации литосферы. Об относительно позднем времени их образования свидетельствует дайкообразная форма залегания и полученный возраст внедрения около 1150 млн. лет (Н.Л. Алексеев, ФГУП «ПМГРЭ», 2010, фондовые материалы). Впрочем, эта модель, предполагающая относительно более раннее время коллизии (>1250 млн. лет – предварительный возраст расслоенных габброидов в горах Принс-Чарльз), противоречит общепринятому мнению о коллизии и формировании Родинии на рубеже 1000 млн. лет назад. Коллизийный характер этого рубежа, однако, постулируется на основании возраста метаморфизма гранулитовой фации; геодинамические условия этого метаморфизма, однако, в пределах Рейнерской провинции, во-первых, плохо диагностируются, а во-вторых, отвечает модели изобарического остывания, а не изотермической декомпрессии.

Необходимо отметить, что наблюдающаяся Sm-Nd изотопная неоднородность пород Рейнерской провинции может быть обусловлена происхождением на интервале 1500–1100 млн. лет (часто встречающиеся U-Pb датировки по циркону) из вещества нижней земной коры и/или верхней мантии, которые претерпели метасоматическое обогащение на предшествующих рубежах тектономагматической эволюции (например, на интервале 1600–1900 млн. лет назад). Контаминация более древним (архейским?) веществом земной коры также могла обусловить наблюдающиеся изотопные характеристики, но в пределах Рейнерской провинции геологических или изотопных признаков этого процесса не наблюдается (за исключением переработанных рейнерскими процессами окраин раннедокембрийских протократонов).

Восточная Антарктида в составе Родинии и Гондваны

Изотопные характеристики земной коры и геохронологические датировки позволяют коррелировать отдельные структуры ВАПП (включая провинции Мод и Рейнерскую) с мезопротерозойскими образованиями Австралии и Африки.

На юго-западе Австралии развит мезопротерозойский подвижный пояс Албани-Фразер, в котором выделяются два этапа тектонической активности: 1350–1260 и 1210–1140 млн. лет назад; они интерпретируются как этапы аккреционного тектонизма, разделенные периодом регионального растяжения. Изотопные характеристики и возраст точно соответствуют характеристикам метаморфических пород центральной части гор Принс-Чарльз (табл. 1). Это обстоятельство позволяет предположить, что оба террейна в мезопротерозое составляли части единого подвижного пояса. Австралия и Антарктида (по крайней мере её центральный и восточный секторы) сформировали единый континентальный массив во время мезопротерозойской орогении.

Тектономагматическая деятельность в поясе Намакуа–Наталь происходила в интервале 1240–1020 млн. лет. Этот диапазон в первом приближении соответствует времени тектонизма на Земле Королевы Мод (1180–1030 млн. лет). Изотопный Nd состав пород в породе Намакуа–Наталь отвечает характеристикам Рейнерской провинции (табл. 1), причём наиболее молодая порция земной коры соответствует изотопным особенностям и геологической истории центральной части гор Принс-Чарльз. Наиболее молодое вещество земной коры выделено в пределах Мозамбикского пояса и может быть скоррелировано с веществом коры гор Сёр-Роннана. По аналогии с Мозамбикским поясом, район гор Сёр-Роннана может маркировать неопротерозойскую сутурную зону и, следовательно, отражать закрытие некоторого океанического бассейна при формировании Гондваны (или раскрытие при распаде Родинии?). Собственно

рейнериды при этом практически прекратили своё тектоническое развитие в конце мезопротерозоя.

Можно предполагать, что формирование континентальной земной коры Восточной Антарктиды происходило на протяжении всего палео- и мезопротерозоя и сопровождалось формированием островных дуг и, возможно, других структур (океанических плато, задуговых бассейнов, магматических дуг на окраине архейских блоков). Возможно, что амальгамация единого континентального массива происходила поэтапно на рубежах 1400–1250 (становление Рейнерской провинции) и 1000 млн. лет назад (аккреция провинции Мод). Вместе с тем, иные геодинамические модели, предполагающие более значительную роль процессов мантийного андерплейтинга и плюмовой тектоники, также позволяют объяснить многие особенности тектонической эволюции рейнерид и требуют дальнейшего развития.

В любом случае, представления о раннедокембрийском возрасте фундамента Антарктической платформы, как и гипотеза о раннепалеозойском формировании Восточной Антарктиды не представляются обоснованными ни геологическими, ни изотопно-геохимическими данными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 07-05-01001).

Литература

1. *Каменев Е.Н., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. и др.* Метаморфические события в позднем докембрии Восточной Антарктиды (север гор Принс-Чарльз) // Доклады РАН. 2009. Т. 425. №6. С. 780–784.
2. *Маслов В.А.* Геохимия вулканоплутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида) // Геохимия. 2011 (в печати).
3. *Михальский Е.В.* Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды // Бюллетень МОИП, отдел геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 3–18.
4. *Михальский Е.В.* Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое // Геотектоника. 2008 а. № 6. С. 3–25.
5. *Михальский Е.В.* Районирование земной коры Антарктиды по Sm–Nd изотопным данным // Доклады РАН. 2008 б. Т. 419. № 4. С. 519–523.
6. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. 1972. Л.: Гидрометеоздат, 658 с.
7. *Ушаков С.А., Хаин В.Е.* Строеие Антарктиды по геолого-геофизическим данным // Вестник МГУ. 1965. №1. С. 3–27.
8. *Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning, C.M.* Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton // *Geology*. 2001. V.29. P.463-466.
9. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian / In: Findley R.H. et al. (eds.), *Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, 1993. P. 141–151.
10. *Tingey R.J.* The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica / In: Tingey, R.J. (ed.), *The geology of Antarctica*. Oxford, 1991. P. 1–58.
11. *Yoshida M.* Assembly of East Gondwana during the proterozoic and its rejuvenation during the Pan-African period / In: Yoshida M., Santosh M. (eds.), *India and Antarctica during the Precambrian*. Geol. Soc. India Mem, 34. 1995. P. 399–412.

ДВА ТИПА ЭКЛОГИТОВ В ГРИДИНСКОМ ВЫСОКОБАРНОМ КОМПЛЕКСЕ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ): ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Моргунова А.А.^а, Перчук А. Л.^{а,б}

^а *Институт экспериментальной минералогии РАН (almor@iem.ac.ru)*

^б *МГУ им. Ломоносова (alp@geol.msu.ru)*

Введение

Архейские и протерозойские эклогиты несут важнейшую информацию о характере наиболее ранних плейт-тектонических процессов на Земле. Гридинский эклогитсодержащий комплекс представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 50 км при ширине 6–7 км. Основной объём комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие будинированные тела пород различного размера и состава. В будинах резко преобладают породы основного состава – метабазиты (эклогиты и амфиболиты), реже присутствуют метасульфиды, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы. Комплекс сечется метаморфизованными в условиях эклогитовой и верхов амфиболитовой фаций дайками габброидов палеопротерозойского возраста, а также интрузиями и жилами плагиогранитов [1]. По результатам изотопного датирования выделяются четыре возрастные группы цирконов [1, 2]. Первую группу составляют цирконы с возрастом ~3.00-2.78 млрд. лет, интерпретированным как время осадконакопления, вторую – 2.72-2.63 млрд. лет – время первого эклогитового метаморфизма, третью – 2.47-2.42 млрд. лет – внедрение даек лерцолит-габбро-норитового комплекса и их эклогитизация, четвертую – 1.9-1.8 млрд. лет – свекофенский тектоно-метаморфический этап. В данной работе показывается, что эклогиты Гридинского комплекса, выделяемые ранее только по структурным и возрастным критериям [1, б], разделяются на два типа и по петрологическим особенностям.

Петрология

Типичными представителями первой группы являются эклогиты, образующие будинированные тела в амфибол-биотитовых гнейсах о-ва Столбиха. Это массивные мелко-среднезернистые породы с гранобластовой структурой. Высокобарный парагенезис представлен гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом. На регрессивной стадии образуются $Amf \pm Pl \pm Vt$ каймы вокруг граната, а также $Srx + Pl \pm Amf \pm Vt$ симплектиты по клинопироксену. В центральных, наименее железистых, частях граната находятся включения эпидота, хлорсодержащего амфибола, карбоната, редкие включения кварца и альбита, которые фиксируют ранний этап развития породы. Располагающиеся во внешней зоне роста граната кварц и омфацил относятся к пику метаморфизма (рис.1а). Омфацил в матриксе и во включениях содержит до 32 мольн. % жадеита. В клинопироксене из симплектитов содержание этого минала снижается до 8 мольн. %. По данным термобарометрии (гранат-клинопироксеновый термометр [5] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр [3]), пик метаморфизма этих пород соответствует $T = 700-750^{\circ}C$ при минимальном давлении $P = 15$ кбар.

К эклогитам второй группы относятся дайки габброидов, испытавших высокобарические преобразования. Типичным представителем этой группы являются дайки метагаббро на о-ве Безымянный. Они представляют собой неравномернозернистые породы с гранобластовой структурой. Сложены гранатом, клино- и ортопироксеном, а также регрессивными биотитом, амфиболом, плагиоклазом и кварцем.

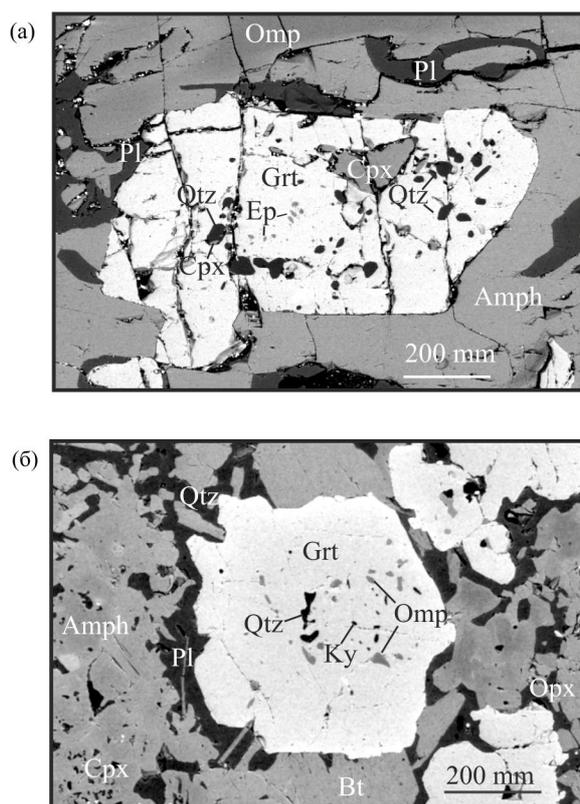


Рис. 1. Представительные гранаты эклогитов двух типов. а – I тип (о-в Столбиха); б – II тип (о-в Безымянный). Фото в отраженных электронах. Обозначения минералов по Kretz, 1983 [4]

В гранатах содержатся включения кианита, кварца, и омфацита с высоким содержанием жадеитовой молекулы (до 40 мольн. %) (рис.1б). В клинопироксенах основной массы, содержание жадеитового минала в центрах кристаллов. достигает 22 мольн. %

Примечательно, что парагенезис включений (омфацит+кварц+кианит) в ядрах граната (рис.1б), несмотря на одинаковые P-T условия образования с омфацитом из матрикса породы, показывает значительно более высокое давление. Это связано с образованием омфацита, кианита и кварца в избытке натрия и алюминия, создаваемого разложением первичного плагиоклаза, в то время как клинопироксен из матрикса был изолирован от плагиоклаза (источника натрия) каймой граната. Регрессивные проявления характеризуются ростом краев более железистого граната и клинопироксена с низким содержанием

жадеита, а также развитием вторичных плагиоклаза, амфибола, биотита и плагиоклаз-клинопироксеновых симплектитов. Согласно показаниям гранат-клинопироксенового термометра [5] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [3] пик метаморфизма этих пород отвечает 750 °С при давлении $P \geq 15$ кбар.

Заключение

Петрографические исследования показали, что выделенные типы эклогитов Гридинского комплекса имеют различные истории метаморфических преобразований. В эклогитах о-ва Столбиха выделяется прогрессивный этап метаморфизма, а эклогитизация на о-ве Безымянный накладывалась на магматическую ассоциацию без прогрессивного этапа. Выделенные петрологические различия, возможно, связаны с принадлежностью эклогитов к разным геодинамическим обстановкам. Эклогиты первого типа были образованы в обстановке субдукции, а эклогиты второго типа – в обстановке коллизии.

Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991

Литература

1. О.И. Володичев, А.И. Слабунов и др. Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609-629.
2. К. А., Докукина Т. В. Каулина, А. Н. Конюков Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Докл. АН, 2009, Т. 425(1), С. 83–88.
3. А.Л. Перчук Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // Докл. АН СССР, 1992, № 324, С. 1286-1289.
4. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // American Mineralogist, 1983, V. 68, pp. 277-279.
5. Ravna E.K. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration // J. metamorphic Geol., 2000, № 18, pp. 211-219.

6. *Travin V.V., Kozlova N.E Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology, 2009, V.17, № 7, pp. 684-706.*

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ «ПОПЕРЕЧНЫЕ» ФЛЕКСУРНО-РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ: ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ЗАЛОЖЕНИЯ

Мордвинцев О.П.^а, Мордвинцев Д.О.^б

^а *ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент Узбекистан,*

^б *Национальный Университет Узбекистана г. Ташкент Узбекистан*

(oleg-p-m@yandex.ru)

Проблема изучения разрывных нарушений является одной из самых актуальных при геолого-разведочных работах. Особое значение она приобрела в последние годы. Разломы, особенно региональные, в подавляющем большинстве случаев, представляют собой не одно конкретное нарушение, а зону, шов различной ширины, образованный разнообразно расположенными друг к другу нарушениями неодинаковой протяженности. Нередко они представлены не только хрупкими деформациями, но и пластическими смещениями отдельных слоев без разрыва среды.

Анализ простираения региональных и глубинных разломов Средней Азии (И.М. Алиев, Г.А. Аржевский, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Б.Н. Вольфсон, И.М. Мелькановицкий, К.К. Пятков, А.К. Бухарин, И.А. Фузайлов, Б.Б.Таль-Вирский и мн. др.) показал, что в Узбекистане и сопредельных регионах широко развиты системы разрывных нарушений самых различных направлений – северо-западного, субширотного, субмеридионального, северо-восточного, а также северо-северо-западного и восток-северо-восточного простираения. Разломы накладываются друг на друга, образуя сложноподчиненные системы, в которых нередко очень трудно определить иерархию и взаимоотношения, а иногда и вообще проследить нарушения определенного направления. По материалам комплексной интерпретации нами было обосновано [3,4,9] выделение флексурно-разрывных зон (ФРЗ) северо-восточного («анти Тяньшаньского», поперечного) простираения, как особого класса дизъюнктивно-пликативных структур, а также освещены взгляды различных

исследователей на их существование и роль в геологическом строении региона.

История выделения указанных структур на территории Узбекистана берет начало с 60-х годов XX века (О.М. Борисов, (1962), Д.П. Резвой (1962), Б.Б. Таль-Вирский, (1963), И.М. Мелькановицкий, (1963), М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А. Фузайлов, (1962) и др.). Тремя последними авторами в 1967 г. было высказано предположение, что они представляют собой погребенные разломы фундамента, развивавшиеся одновременно с процессами осадконакопления и не всегда отображающиеся на поверхности дизъюнктивами или флексурами, но обуславливающих ряд различий в разделяемых блоках. В дальнейшем это направление развил И.А. Фузайлов [10], подчеркнув их флексурно-разрывной характер. А.К.Бухарин с соавторами [6] выделил на территории Средней Азии домезозойские конседиментационные поперечные (к общему Южно-Тяньшаньскому направлению) структуры, ограниченные глубинными разломами. Ими же охарактеризованы некоторые особенности геологии отмеченных сегментов; высказано предположение об определенном соответствии этих структур аналогичным структурам Урала. Отождествлены они с древними трансформными разломами.

Накопившейся геолого-геофизический материал о глубинном строении Узбекистана и сопредельных территорий позволяет нам с определенной долей уверенности утверждать, что северо-восточные флексурно-разрывные зоны (ФРЗ), по-видимому, являются не только одними из наиболее древних тектонических структур данного класса (время заложения,

вероятно – допалеозой-нижний палеозой), но и наиболее долгоживущи – активны и по настоящее время (по крайней мере, фрагментарно) [3,4]. Эти структуры, в сочетании с региональными разломами северо-западного простирания, формируют блоковую картину, каждый из которых индивидуален по многим параметрам, в т. ч. историей геолого-тектонического развития, минерагенией и др.

Территории, заключенные между ФРЗ, различаются характером геофизических полей, в частности, аномального магнитного и гравитационного, интенсивно тектонически переработаны разломами высоких порядков всевозможных направлений. Причем, если для осевых частей ФРЗ типично совпадение в плане особенностей поведения полей (ΔT)а и Δg , то для локальных, непротяженных разломов, таковое практически не отмечается. Анализ геофизических материалов показывает, что большинство указанных ФРЗ достаточно уверенно трассируются и за пределами Узбекистана – на севере до центральных областей Казахстана, а на юге до Копетдага (рис. 1).

Одним из важнейших показателей глубины проникновения ФРЗ «анти Тяньшанского» направления может служить сопоставление их положения со схемой распределения средневзвешенной плотности земной коры. Оно показало хорошую корреляционную зависимость между простиранием зон и аномалиями средневзвешенной плотности [4,5]. Учитывая, что на схеме обобщены особенности строения консолидированной коры вплоть до поверхности Мохо, то можно предположить, что ФРЗ контролируют строение геоблоков по всему разрезу.

Они проявляются (с разной степенью дифференцированности) на поверхности древнего кристаллического фундамента в виде флексурно-разрывных зон, разделяя его на блоки, различающиеся морфологией и гипсометрией. Вышеизложенное позволяет прийти к заключению, что рассматриваемые структуры были заложены еще до окончания формирования

фундамента, либо на заключительных стадиях, так как разделяют его на геологические блоки, различающиеся не только морфологическими признаками, но и особенностями внутреннего строения, в частности, петрофизическими параметрами слагающих фундамент пород.

Аналогичная картина с трассированием исследуемых структур в пределах Бухаро-Хивинского региона (БХР) и Среднесырдарьинской депрессии. В ряде случаев им соответствуют разрывные нарушения, (иногда весьма протяженные), отчетливо выделяемые по сейсморазведке.

Статистический анализ распределения мощности отложений различных стратиграфических подразделений мезозоя-кайнозоя (от нижнесреднеюрских до неогеновых) по данным глубокого бурения (обобщены данные более чем по 1500 скважинам) в пределах Бухаро-Хивинского региона показал наличие заметных расхождений в характере осадконакопления, что свидетельствует о различных проявлениях тектонических движений. Весьма показательным является тот факт, что положение в плане верхнеюрского барьерного рифа – основного продуктивного комплекса БХР также достаточно четко контролируется изучаемыми ФРЗ.

О современной тектонической активности рассматриваемых ФРЗ свидетельствует распределение очагов землетрясений, проявившихся в зоне их влияния, хорошая корреляция с данными о скоростях современных вертикальных движений земной коры, а также временные разрезы ОГТ, где отдельные выделенные разломы прослеживаются практически до дневной поверхности.

Распространение исследований на территорию Казахстана и Урала позволило, в результате анализа карт аномального магнитного поля и осредненных гравитационных аномалий, выявить и протрассировать в её пределах флексурно-разрывные зоны, аналогичные описанным выше, поперечные к общему простиранию структур Урало-Тяньшанского складчатого пояса. Необходимо отметить, что

выделенные зоны не всегда равноценно отображаются в геолого-геофизических

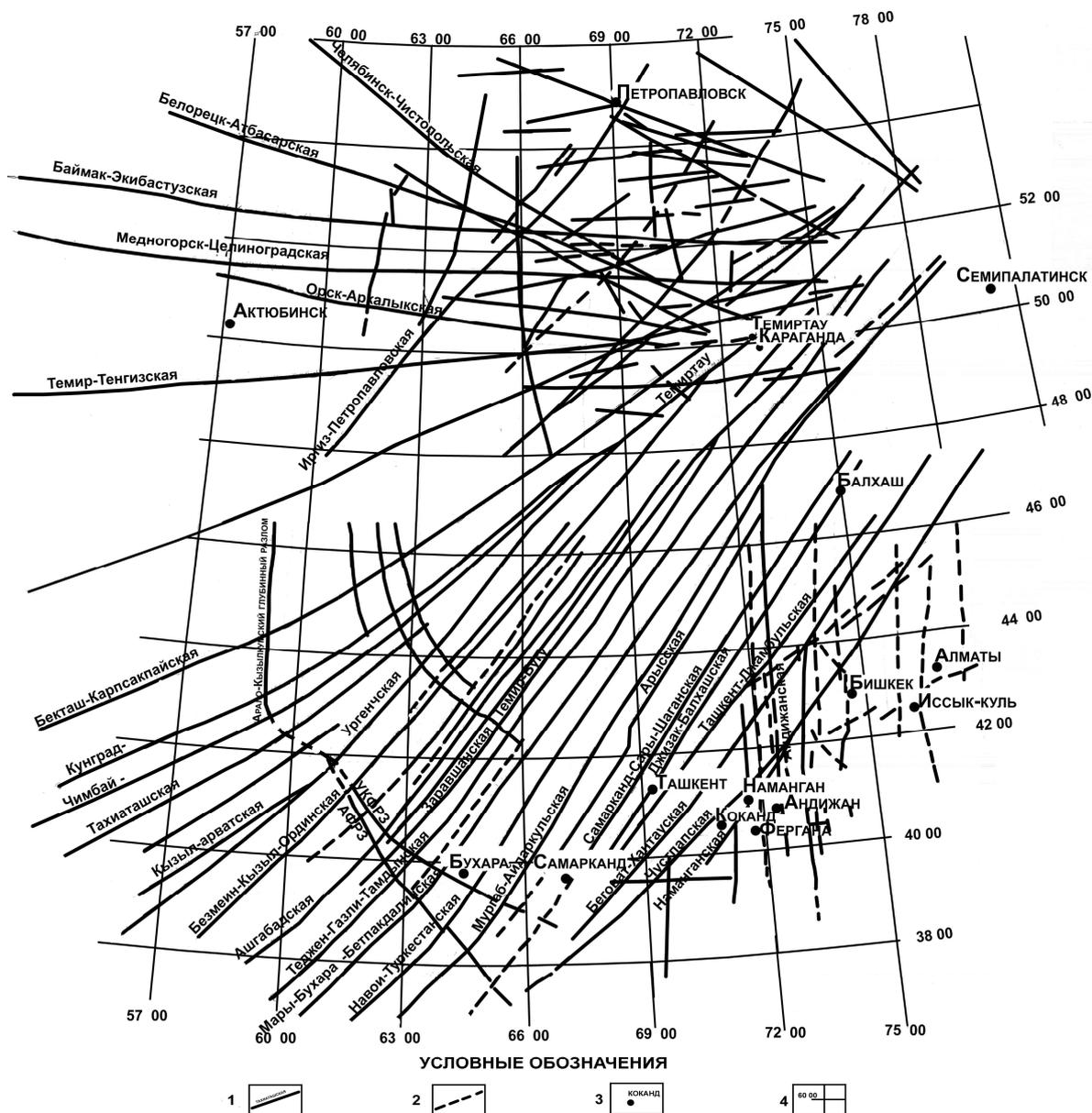


Рис. 1 Схема расположения осей флексури-разрывных зон поперечного «анти Тяньшаньского» направления в Среднеазиатско-Казахстанском регионе по материалам комплексной интерпретации

1- оси флексури-разрывных зон, выделяемые уверенно по двум и более методам, 2 - то же, выделяемые неуверенно, по одному методу, 3- крупные города, 4- географическая сетка

материалах – существенную роль играют накладывающиеся более поздние тектонические движения других направлений, искажающие первоначальную картину. Кроме этого, проведено сопоставление всех выявленных ФРЗ с региональными магнитными аномалиями, особенностями структурной поверхности Мохоровичича, с распределением температур в земной коре на глубине 10 км. Перечисленные карты характеризуют, прежде всего, глубинные особенности строения консолидированной коры и подчеркивают именно региональный характер рассматриваемых флексурно-разрывных зон. Для них, по крайней мере, для наиболее значимых, установлены четкие признаки соответствия характерным особенностям анализируемых геофизических полей или структурных поверхностей.

Характер проявления выделенных ФРЗ поперечного простирания в геофизических полях и структурных картах указывает на их возможно единую природу образования, и то, что, они, вероятно, были заложены одновременно. Основной причиной их формирования могло послужить (учитывая масштабы явления), внедрение Балхашского (Центрально-Казахстанского) астенолита (плюма). Этот объект теоретически обоснован А.А. Абдулиным и Е.И. Паталахой (1970, 1980) и в дальнейшем подтвержден геофизическими методами МТЗ и ГСЗ. В настоящее время размеры его составляют около 900 км в поперечнике [7,8]. Ограничен Тенгиз-Тарбатагайской и Чу-Илийской системами глубинных разломов. По данным С.А. Истековой, предполагаемое начало внедрения – нижний палеозой (O_{1-2}). При этом и на современном этапе сказывается его остаточное влияние в виде аномально высоких давлений и температур на глубинах 120-250 км. Возможно, данный астенолит являет собой реликт крупнейшего мантийного палеоплюма, оказавшего огромное влияние на геолого-тектоническое развитие всего Среднеазиатско-Казахстанского региона, начиная с нижнего палеозоя. Согласно работе [7] в настоящее время в земной коре

Казахстана выделяется несколько крупных разновозрастных концентрических магматических структур – Тенгиз-Кокшетауская, Центрально-Казахстанская, Балхаш-Илийская, Джунгарская, тесно связанных с указанным палеоплюмом.

Ограниченные тектонические блоки, как указывалось ранее, отчетливо различаются многочисленными признаками. Например, по интенсивности осадконакопления в различные эпохи (анализ проводился по БХР), и, что для нас особенно важно, по характеру выявленных в их пределах месторождений как рудного, так и углеводородного сырья (по всей территории). К сожалению, провести равноценный анализ геолого-геофизической информации в полном объеме по каждой выявленной ФРЗ в настоящий момент не представляется возможным ввиду ряда объективных и субъективных причин. Наиболее детальная и разнообразная информация получена нами для Узбекистана и отдельных южных районов Казахстана; в более обобщенном виде – для всей территории. Можно предполагать, что постановка данной задачи позволит активизировать исследования в этом направлении.

С точки зрения практического использования получаемых результатов особый интерес представляют, естественно, данные, касающиеся влияния флексурно-разрывных зон поперечного, «антигьяшанского», простирания на характер распределения полезных ископаемых. Для углеводородов одной из основных (по крайней мере, для БХР) следует считать зону Мары-Бетпақдалинскую, прослеживаемую к юго-востоку от Бухары. Все месторождения, расположенные северозападнее нее – газовые и газоконденсатные, с практически полным отсутствием нефтяной составляющей. Исключения составляют мелкие по запасам нефтяные месторождения Муллахали и Караулбазар а также нефтяные оторочки на Газли и Учкыре. Месторождения, расположенные юго-восточнее практически все сложные по составу, с полным набором всего спектра

углеводородов. Подавляющее большинство содержит нефтяную составляющую. Внутри каждого из блоков месторождений УВ отличаются структурой, размерами ловушек, взаимным расположением, запасами.

Из наиболее общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в регионе (данная информация взята из работы [1]) следует отметить, что, например, практически все урановые месторождения так или иначе приурочены узлу от Зеравшан-Темир-Бугунской до Арыской ФРЗ; месторождения карстовых бокситов расположены между Челябинск-Чистопольской и Орск-Аркалыкской ФРЗ.

Кроме того, все крупнейшие и уникальные месторождения (независимо от вида полезного ископаемого, стратиграфического положения) тяготеют к осевым частям рассматриваемых ФРЗ. Это – Джеккаган (медь), Инкай, Мынкудук (уран), Кергаба, Сарымбет (олово), Серан, Батыстау, Верхне-Кайрактинское (вольфрам, молибден), Магнитогорск, Соколовское, Сарбайское, Кагарское (железные руды), Мурунтау (золото), Карачаганак, Оренбургское, Газли, Южный Иолотань, Даулетабад-Донмез, Яшлар, Шатлык (углеводороды) и др.

Вывод. На территории Средней Азии и Казахстана установлено наличие крупнейших межрегиональных флексуно-разрывных зон, поперечных к общему простиранию Урало-Тяньшаньского пояса древнейшего (допалеозой – нижний палеозой) заложения и активных (фрагментарно) по настоящее время. Вероятной причиной их образования явился, по-видимому, Балхашский астенолит (плюм), активная фаза внедрения которого пришлась на нижний палеозой.

Указанные ФРЗ, совместно с межзональными разломами других направлений, формируют сложную блоковую структуру всего Среднеазиатско-Казахстанского региона. Выделяемые блоки различаются по особенностям геологического строения, характером геофизических полей, минералогией.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Коллектив авторов. Алматы, 2002.
2. М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А. Фузайлов. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967. 162 с.
3. Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев. Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Тянь-Шаня: их выделение и роль в домезозойской геологии региона. //Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Геофизика XXI столетия: 2006 г. - Москва – 2007 С. 37-42
4. Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев. Изучение региональных особенностей геологического строения – основа эффективности повышения ГРП. //Мат. Респ. Науч.-прак. конф. «Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения». Ташкент, С. 101-105
5. Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев, Р.Р. Хасанов. Особенности распределения средневзвешенной плотности консолидированной земной коры в Западном Узбекистане. *Geologiya va mineral resurslar*. 2009, № 1, С. 21-24
6. Бухарин К.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня, М.: Наука, 1989. 152 с.
7. С.А. Истекова. Глубинное строение, геодинамика и размещение месторождений полезных ископаемых в Южном Прибалхашье. *Автореф. докт. дисс.* Алматы, 2010, 35 с.
7. С.А. Истекова, Р.А. Мусаев. Геологические критерии выделения мантийных плюмов в Южном Казахстане. //Мат. Научн. Конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 47-52
9. Б.С. Нуртаев, О.П. Мордвинцев. Тектонические нарушения северо-восточного простирания Западного Узбекистана по геофизическим данным. *Geologiya va mineral resurslar*. 2005. № 6. С. 30-36
10. И.А. Фузайлов. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1975. 144 с.

НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Мороз Е.А.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (morozzea@rambler.ru)

Введение

Экспедиционные исследования НИС «Академик Николай Страхов» в 2007-2010 позволили установить районы проявления неотектонической активности, расположенные в окраинно-шельфовых областях Баренцева моря. Полученные данные по многолучевой батиметрии и высокочастотному акустическому профилированию иллюстрируют результаты деформаций Баренцевоморского региона в кайнозойское время. Интенсивное погружение, отмечаемое в южных частях Баренцевоморского шельфа (Крапивнер, 2006), по-видимому, имеет место и в северных.

Особая ситуация складывается в северо-западном сегменте. Эта область испытывает напряжение вследствие разнонаправленного растяжения систем САХ Атлантики и Арктики. Ситуация осложняется взаимодействием с прилегающими массивами архипелага Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). В неотектоническое время прогибание отмечается в грабенообразных структурах желобов-трогов Орли, Франц-Виктория, Британского канала, Св. Анны и прилегающих к ним акваториях (Верба, 2007).

Методика

Материал был получен на высокоразрешающем оборудовании, установленном на НИС «Академик Николай Страхов». Многолучевая батиметрическая съемка проводилась на многолучевом эхолотном комплексе RESON Seabat 8111 с частотой 100 кГц и 7150 с частотой 12 кГц. Высокочастотное акустическое профилирование выполнялось профиллографом Edgetech 3300. Сбор, фильтрация и первичная обработка данных производилась в программном пакете PDS 2000, который позволяет вручную редактировать данные многолучевой

батиметрии. Выходные данные могут быть визуализированы в программах Surfer и ArcGIS.

Полученные результаты

В районе субширотного трога Эрик-Эриксона и соединяющегося с ним субмеридионального трога Орли отмечены новейшие нарушения сплошности осадочного чехла, выраженные преимущественно в виде сбросов (рис. 1).

Трог Орли представляет собой грабен, заполненный ледниковыми и ледниково-морскими осадками. Глубины в южной (шельфовой) части трога достигают 470 м в днище (Мазарович и др., 2009). Следует отметить, что фоновые значения глубины шельфа в этом районе составляют 60-80 м. Ориентировка грабена Орли в целом совпадает с основными направлениями структур растяжения северной части Баренцевоморского шельфа. Значительно расчлененный рельеф, распространенный в пределах трога, по-видимому, обусловлен активным тектоническим режимом.

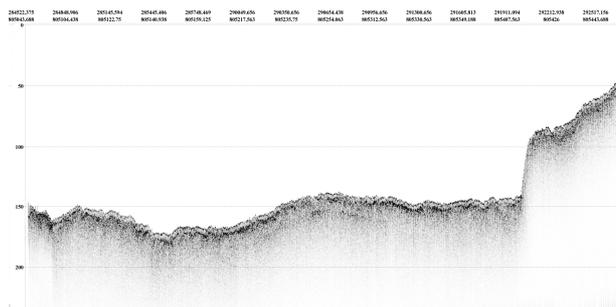


Рис. 1. Сброс в центральной части трога Орли. Данные высокочастотного акустического профилирования 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

Вертикальные смещения осадочного чехла фиксируются преимущественно на склонах и имеют амплитуду до 50 м. В большинстве наблюдаемых случаев амплитуда сбросов составляет 15 м. Морфология склонов представляет собой ступенчатые поверхности со

слабонаклоненными субгоризонтальными площадками. На поверхностях некоторых разломов осадки практически отсутствуют, что свидетельствует о недавнем времени образования этих структур.

Выводы

Отмеченные сбросовые нарушения имеют в основе неотектоническую природу и отражают формирование грабенообразной структуры трога Орли. По-видимому, в данном районе находится область погружения окраинной части шельфа, связанная с процессами растяжения земной коры.

Литература

1. *Верба М.Л.* Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика 2007 (2) www.ngtp.ru
2. *Крапивнер Р.Б.* Быстрое погружение Баренцевоморского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника 2006, № 3. С 39-51.
3. *Мазарович А.О и др.* Рельеф севера Баренцева моря и континентального склона Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. М. ГЕОС, 2009. С.27-29.

ТЕННАНТИТ-ТЕТРАЭДРИТРУДНОГО ПОЛЯ НАХОДКА, ЧУКОТКА.**Нагорная Е. В., Котова М. С.***Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(chp312@gmail.com)*

Молибден-медно-порфировые месторождения и рудопроявления Баимского рудного узла на Чукотке известны с 60ых гг прошлого века и расположены приблизительно в 200 км к югу от г. Билибино. Рудный узел включает крупное месторождение Песчанка и рудное поле Находка, состоящее из медно-молибден-порфировых участков Малыш, Находка, Прямой и золото-серебряного Весенний, располагающихся в зоне долгоживущего Песчанкинского разлома. Принято считать, что они сопряжены с монзонитоидами раннемелового Егдэгкычского комплекса, которые прорывают средне-позднеюрские вулканиты и вулканогенно-осадочные породы.

Хорошо известно, что одним из генетических показателей рудообразующего процесса на месторождениях являются минералы блеклых руд, которые достаточно детально изучены на вулканогенных и плутогенных месторождениях золота, колчеданных и полиметаллических месторождениях, гидротермальных месторождениях вольфрама. Вместе с тем сведения об этих минералах в медно-молибден-порфировых месторождениях ограничиваются лишь констатацией факта их наличия и по данным оптических наблюдений и единичных анализов отнесения их к ряду теннантит-тетраэдрит (Шаповалов, 1985).

Несмотря на то, что блеклые руды известны на месторождениях Баимского рудного узла со времени их обнаружения (60ые гг 20 века), детальных данных об их химическом составе, характере эволюции в открытой печати нет. Поэтому, целью настоящей работы является заполнение этого пробела и в качестве объекта изучения были выбраны блеклые руды рудного поля Находка.

Минералы группы блеклых руд участков Малыш, Прямой, Находка и Весенний представлены выделениями

размером до нескольких сотен микронов. Они образуют жилки и включения в пирите и халькопирите и нарастают на зерна пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, а также представлены включениями (выполнение трещин) блеклой руды одного химического состава в блеклой руде другого состава (рис. 1, 2, все фотографии в отраженных электронах). Кроме того, возможно нарастание блеклых руд разного состава одну на другую (рис. 3). На участке Весенний, блеклые руды ассоциируют с самородным золотом. В отраженном свете блеклые руды серовато-зеленоватого цвета, изотропные. По химическому составу, минералы относятся к ряду теннантит-тетраэдрит.

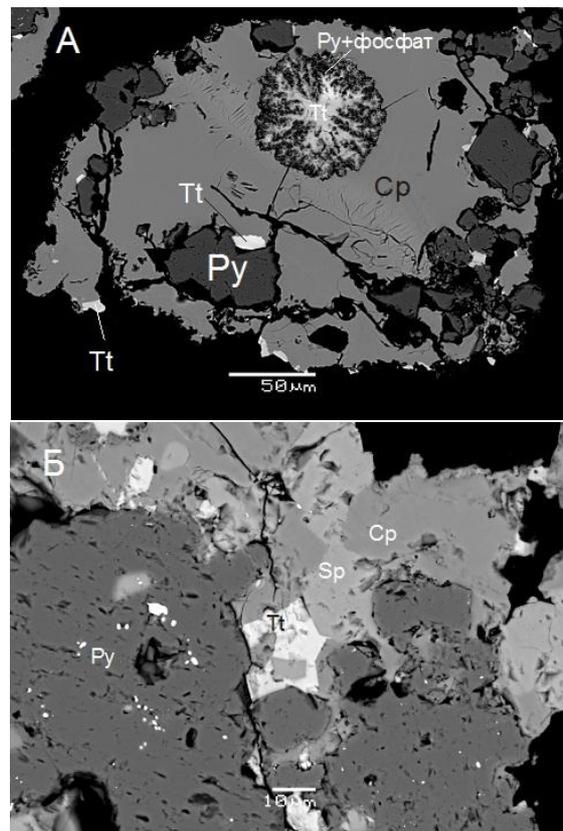


Рис. 1. А) Каймы замещения тетраэдрита (Tt) на халькопирите (Cp). Б) Срастание сфалерита и халькопирита замещающее пирит (Py). В центре выделение более позднего тетраэдрита. Участок Малыш.

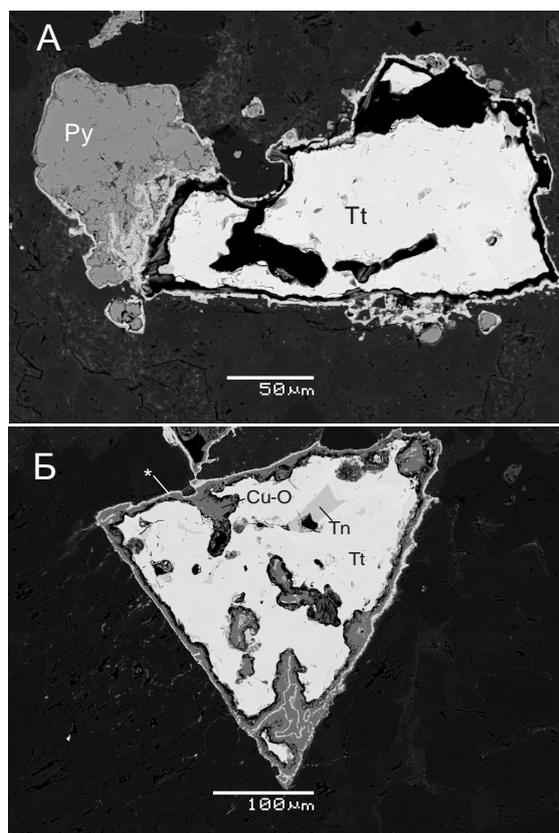


Рис. 2. А) Тетраэдрит в сростании с марганцовистым пиритом. Б) Кристалл тетраэдрита с включением теннантита. Участок Прямой.

Для блеклых руд участка Малыш зафиксирована интересная особенность. Зерно тетраэдрита с плавной слабо-выраженной зональностью обрастается теннантитом (рис. 3). Отношения $Sb/(As+Sb)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ в теннантит-тетраэдрите участка варьируют соответственно от 0.05 до 1.00 и от 0 до 0.30; содержание Zn находится в пределах 1.569-2.232 ф.к. Последнее высокое значение объясняется захватом при анализе сфалерита, который блеклая руда замещает. Максимальное содержание Ag составляет 0.071 ф.к. Качественный микрозондовый анализ теннантита из включений в пирите показывает, что блеклая руда обогащена Te.

Изученные блеклые руды участка Весенний представлены теннантитом с отношениями $Sb/(As+Sb)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ варьирующими соответственно от 0 до 0.02 и от 0.09 до 0.22; содержание Zn находится в пределах 1.568-2.069 ф.к. Максимальное содержание Ag составляет 0.057 ф.к. Минерал содержит примеси Bi (до 0.015 ф.к.), Te (до 0.008 ф.к.) и Se (до

0.052 ф.к.). Кристаллы теннантита слабозональные: к краям увеличивается сурьмянистость.

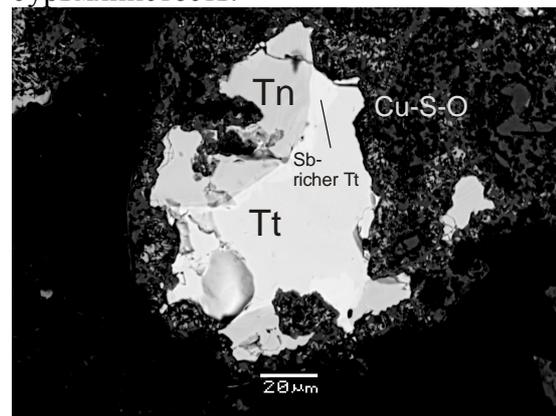


Рис. 3. Обрастание слабозонального тетраэдрита (Tt) теннантитом (Tn). Зональность тетраэдрита обусловлена различным содержанием сурьмы. Участок Малыш.

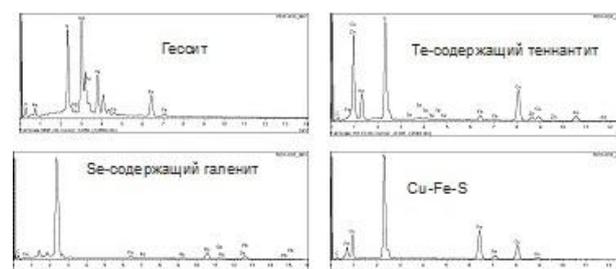
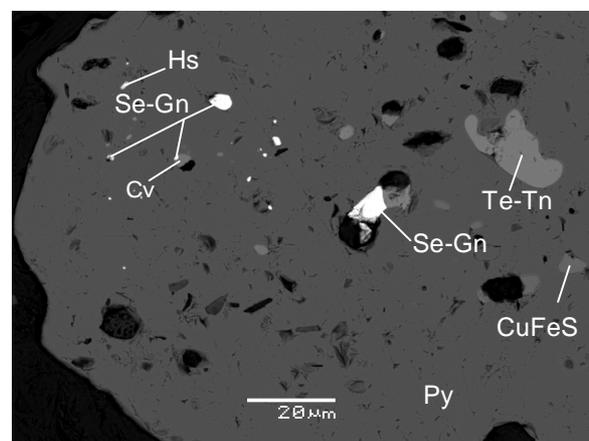


Рис. 4. Включения гессита (Hs), Se-содержащего галенита (Se-Gn), Te-содержащего теннантита (TeTn), минерала системы Cu-Fe-S (CuFeS) и ковеллина (Cv) в пирите (Py). Участок Малыш.

Изученные блеклые руды участков Прямой и Находка представлены промежуточными членами ряда теннантит-тетраэдрит с отношениями $Sb/(As+Sb)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ варьирующими соответственно от 0.02 до 0.71 и от 0.04 до 0.16; содержание Zn находится в пределах 1.677-1.923 ф.к. Тетраэдрит участка Прямой характеризуется максимальными

содержаниями Ag (0.223 ф.к.), Te (до 0.023 ф.к.) и Se (до 0.173 ф.к.) среди блеклых руд четырех изучаемых объектов. Минерал содержит примеси Bi (0.012 ф.к.). Тетраэдрит образует сростания с маргачовистым пиритом (1.35 мас.% Mn), который также содержит 0.35 мас.% Co (возможно, что столь высокие содержания Mn в пирите обусловлены мельчайшими включениями алабандина (MnS)).

Подобно блеклым рудам плутоногенных месторождений золота и в отличие от вулканогенных месторождений (Филимонов, 2009), выделения блеклых руд участков характеризуются плавной слабой зональностью по химическому составу или ее отсутствием. На рис. 5 хорошо видно, что изученные теннантит-тетраэдриты Находкинского рудного поля имеют невысокую железистость $[Fe/(Fe+Zn)]$, но различные вариации сурьмянистости $[Sb/(Sb+As)]$. Так для блеклых руд участков Малыш, Прямой и Находка она варьирует в широких пределах от нескольких сотых долей до 1, а на участке Весенний – не превышает первых сотых долей.

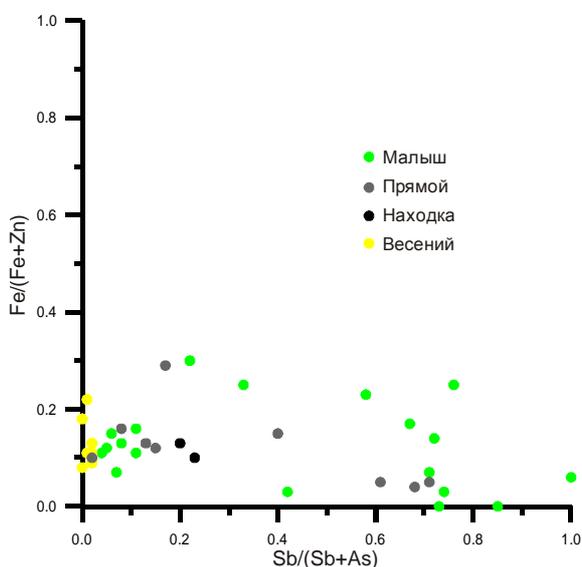


Рис. 5. Зависимость между $Sb/(Sb+As)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ в блеклых рудах Находкинского рудного поля

Обрастание тетраэдрита теннантитом и выполнение трещин теннантитом в тетраэдрите указывают на увеличение активности As во флюиде в ходе развития гидротермального процесса. Такое увеличение можно объяснить двумя

причинами: 1) поступление новых порций гидротермальных флюидов обогащенных As; 2) истощением сурьмы в растворах к концу гидротермального процесса и появлением возможности для As образовывать собственные фазы. Возможно, что поступление флюидов, обогащенных As связано с формированием руд участка Весенний, где блеклые руды представлены практически без Sb теннантитом. Однако, в настоящее время у нас нет данных о возрасте формирования руд участка Весенний - с одной стороны, и участков Малыш, Прямой и Находка - с другой.

Полученные данные позволяют наметить схему эволюции состава блеклых руд участков Малыш, Прямой и Находка. В условиях высокой активности сурьмы начинается кристаллизация тетраэдрита, который замещает ранее образованные халькопирит, сфалерит и галенит; по мере снижения температуры минералообразующего флюида сурьмянистость кристаллизующихся блеклых руд увеличивается. Затем увеличивается активность As в растворе и формируется теннантит.

Выводы

1. Блеклые руды участка Весенний и участков Малыш, Прямой и Находка различаются по химическому составу. В первом случае – это только практически без Sb теннантит, во втором – теннантит-тетраэдрит с широким интервалом сурьмянистости. Все изученные блеклые руды характеризуются высоким содержанием Zn, что свидетельствует о замещении образованного ранее сфалерита.

2. Кристаллизация теннантит-тетраэдритов участков Малыш, Прямой и Находка начинается с образования тетраэдрита, по мере снижения температуры растворов сурьмянистость блеклых руд увеличивается. После поступления новых порций гидротермальных флюидов или истощения сурьмы в растворах кристаллизуется низкосурьмянистый теннантит.

Литература

1. *Филимонов С.В.* Минералы группы блеклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота. Автореф. канд. дисс. М., 2009. 25с.
2. *Шаповалов В.С.* Вещественный состав и условия формирования золото-серебряного и медно-молибденового оруденения Баимского района (Западная Чукотка): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский политехи, ин-т, 1985. 17с.

СТРУКТУРИРОВАНИЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА**Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
(nevpete@yandex.ru)***Введение**

Исследования структуры мезоуровня организации геопространства – важнейшее звено получения геологических знаний. Оно является связующим между макро и мега устройствами, но явно отстает от них в исследованности. Недостаток акцента на структурный аспект в комплексе съемочных и научных работ ощутимо сказывается на качестве моделей строения «территорий», тектонических процессов, а в итоге на полноте металлогенического анализа.

При ГДП -200 (доизучение) территории между госграницей (России и КНР) и оз. Ханка проведены структурные наблюдения и специализированный анализ полей палеонапряжений и блоковых движений. Район принадлежит зоне Цзилинь-Лаоелинской складчатости, и Гродековской СФЗ [5], которые зоны согласуются соответственно с Лаоелин-Гродековским и Вознесенским террейнами [7], разграниченные Западно-Приморским разломом.

Методика

В исследованиях, кроме обязательного комплекса приемов, применялась специальная методика структурно-тектонических исследований (по Э. Клоосу, Б. Зандеру, В.В. Белоусову, А.А. Полканову, Н.А. Елисееву, П.Н. Кропоткину, А.В. Лукьянову, А.И. Суворову, В.С. Буртману, С.И. Шерману, В.П. Уткину, М.А. Гончарову, В.Г. Талицкому, Н.С. Фроловой, В.И. Старостину и др.). Главный акцент сделан на изучение разноуровневых структурных парагенезов [4] и их сочетаний – главных индикаторов геодинамической обстановки. Основные способы изучения парагенезов: натурные наблюдения, графические и статистические (по массовым определениям ориентировок элементов строения) модели парагенезов с учетом закономерностей малых форм [8].

Основные результаты

Впервые получены фактологические сведения о геодинамике тектонических процессов структурообразования, которые не учитывались априори «геосинклинальной и плейтектонической концепциями». Выделены три плана интерферирующих последовательных деформаций, которые соответствуют трем геодинамическим периодам, каждый с собственной ориентировкой латерального сжатия [9]. Различие в ориентировке сжатия и обусловило разнообразие складчатых и разрывных рисунков и парагенезов.

Протерозойско-раннепалеозойский период (PR). Меридиональное сжатие этого периода структурно отпечатано в блоках-останцах Ханкайского массива среди более молодых образований. «Ханкайские ядра» сложены габбро-гранито-гнейсами, гранито-диорито-гнейсами, метапелитами. Все элементы, образующие структурный рисунок – сланцеватость, гнейсовидная полосчатость, – ориентированы приблизительно одинаково – широтно. Статистический и графический анализ ориентировок элементов указывает на дивергентный складчатый структурный рисунок, и веерное выжимание, в условиях меридионального сжатия. Важно, что с этими рисунком сходен по ориентировке и типу вергентности рисунок пологих складчатых форм, образованный слоеватостью метаморфического Матвеевского блока Ханкайского массива.

Вероятно, вполне закономерна роль этого сжатия в заложении закономерно долготных рифтообразных структур растяжения, аккумулирующих стратифицированные комплексы палеозоя. Раскрытие структур растяжения сопровождалась сериями сближенных,

видимо, пересекающихся, диагональных сбросов. В результате фундамент испытал неоднородное растяжение: наиболее разуплотнены были присбросовые зоны, а наименее (или вовсе не были) – межсбросовые блоки. В результате растянутый и пересеченный сбросами, фундамент приобрел мозаичный характер строения. Суждение о возросшей «градиентности» подтверждается имеющейся гравиметрией по Р. Кулиничу, она указывает на крайнюю неоднородность растянутого фундамента, подстилающего рифтогенные горизонты. Клиновидные аномалии силы тяжести, ограниченные линейными высокоградиентными уступами, весьма вероятно, свидетельствуют о мозаичном характере подстилающего метаморфического основания.

Общая мощность складчатого комплекса ориентировочно оценивается в 5 тыс. м.

Формирование, таких структур, судя по составу и возрасту осадков в этих динамических условиях, проходило с кембрия до перми. Правда, девонские, карбоновые и пермские стратификаты формировались, вероятно, в следующий геодинамический период.

Средне-позднепалеозойский период.

Его субширотное сжатие весьма отчетливо проявлено в архитектуре и структуре почти всех домезозойских вещественных комплексов. Из древних им поражены - диоритогайсы и гранитогайсы. Широтное сжатие, направленное по нормали к рифтообразным структурам инициировало замыкание рифтообразных структур и деформации их осадков путем сдвига (сплющивания).

Под действием широтного сжатия сформированы такие архитектурные структуры смятия и коробления. Крупные – Лишучженская и Качалинская антиформы (своды) и синформы (прогибы): Кордонкинская и Вознесенская. Их можно рассматривать как элементы архитектуры всего южного Приморья. Все они занимают нормальное к сжатию положение, предположительно погружаются к северу.

Ядра синформ сложены палеозойскими осадочными породами, а антиформ – наиболее древними породами.

Лучше всех изучен Качалинский свод. Породы свода в участках сводовых отслоений В плане граниты (О и Р₂) образуют подковообразную конфигурацию, замыкающуюся по направлению предполагаемого погружения Качалинской антиформы к северу. На крыльях Качалинского свода развиты палеозойские стратификаты. Крылья Качалинского свода опрокинуты. То есть он имеет обращенную вверх каплевидную форму.

Син- и антиформ первого порядка осложнены мелкими складками того же направления 2-4 порядков. Свод и крылья смяты в дополнительные долготные складки разных размеров. Из складок второго порядка наиболее отчетливая Пограничная антиклиналь зоны динамического влияния Западно-Приморского разлома. Вытянута в меридиональном направлении, рассечена и членично смещена крупными и мелкими разломами, как и одноименный рифт. Там, где на складку наложены мезозойские формы коробления, свод ее ундулирует в профиле, искривлен в плане, а иногда в местах погружения свод перекрыт мезозойскими прогибами. На поисковых участках в бассейнах рр. Золотой, Кордонки, Байкала ширина складки 3-8 км. Она резко асимметричная, отражающая западную вергентность масс, в чем исключительно согласуется с большинством второстепенных складок, сильно осложняющих ее крылья. Здесь ось складки проходит по нижнекордонкинской подсвите. Восточное крыло почти нацело перекрыто надвигом. Западное крыло представлено всеми стратиграфическими составляющими, но в целом имеет обратное наращивание, вследствие развития наклонных и опрокинутых складок 2-4-го порядков, сопровождаемых надвигами и взбросами СЮ-ССЗ направления. Примечательно, что замок складки нарушен несколькими ВСВ мезозойскими надвигами, падающими на

юг, с наиболее вероятными амплитудами в несколько десятков до сотни метров. Наибольшая амплитуда такого надвига, вдоль русла р.Атланихи, 1-2 км. В автохтонном, северном, блоке этого надвига замок Пограничной антиклинали пермской нижнерешетниковской подсвитой. В том же северном блоке мелкие складки западного крыла также имеют западную вергенцию. Складки второго порядка с шириной до нескольких сотен метров – одного километра, в свою очередь, осложняются складками третьего (ширина крыльев до 100 м), четвертого (до 10 м) и пятого (до нескольких метров) порядков. Конформность складок разной размерности отражена в постоянстве отношения их высоты к ширине ~1,5:1. Крутизна крыльев чаще средняя. Среди осложняющих складок доминируют линейные субмеридиональные с пологими шарнирами наклонные, реже опрокинутые и изоклинальные формы. Совсем редки среди них симметричные и брахиформные складки. Осевые поверхности второстепенных форм крутопадающие. Преимущественно наклонны на восток, изредка на запад и вертикальны. Отклонения от вертикали осевых поверхностей – 20-40°. Складчатые структуры высоких порядков часто разбиты серией разрывов северо-восточного и северо-западного, редко близмеридионального простирания взбросо-надвиговой природы. Осевые поверхности складок нередко сопровождаются кливажем осевой поверхности. Весьма часто кливаж переходит в сланцеватость.

На западном крыле антиклинали на участках Золотой и Байкал складки третьего, четвертого и пятого порядков сжатые, вергентные несут послойную кварцевую минерализацию, а также жильные и прожилковые скопления, в зонах осевых поверхностей складок. В плане зоны выглядят как протяженные жилы, а в профиле жил фактически нет – жильное вещество рассредоточивается по кливажу, отслоениям и т.д.

Им образованы также, меридиональные и другие более мелкие разноразмерные складки, сопряженные с кливажом в палеозойских стратификатах,

Гранитизация, синхронная широтному сжатию завершая палеозойскую активизацию, происходила путем замещения рифейских и палеозойских комплексов, без переориентировки и искажения ранних структурных рисунков. Сохраненный при гранитизации структурный рисунок протопород выражен прежде всего теневой полосчатостью, согласной и нормальной к ней такситовостью, плоскостной и линейной гнейсоватостью. Элементы линейаризации выражены обычно длинным линзообразным пунктиром светлых, реже темных афировых минеральных агрегатов. Нередко проявлены игольчатые агрегаты – продукты гнейсирования. В этом случае в одной из трех взаимонормальных плоскостных поверхностей порода имеет обычную гранитную структуру (плоскость ас по индексации Зандера). Подобные текстуры гранитоидов охарактеризованы в работах [1, 3] Нередко тонкая полосчатость выражена черными прерывистыми полосами, вероятно, углистого вещества. Она часто сопровождается такситовостью или трахитоидностью, т.е. ориентацией кристаллических агрегатов, согласной с полосчатостью. Иногда проявлена теневая макрополосчатость в гранитах, «слои» которой нередко визуально воспринимаются не иначе как гранитизированные сантиметровые и дециметровые элементарные флишевые ритмы. В них выражены градационные переходы, с постепенным утонением гранитной зернистости от весьма резкой нижней границы «слоя» к верхней границе, менее отчетливой. Также постепенно меняется и цвет гранитных «слоев». В нижней части «слоя» граниты светлые, в верхней части, напротив, темные. Такой цвет соответствует обычному обогащению верхней части элементарного флишевого ритма алевролитовой составляющей, видимо, наименее благоприятной для

замещения. Поэтому верхи таких «гранитных ритмов» и наименее раскристаллизованы и имеют тонкую теньную полосчатость. Все изложенное дает веское основание еще раз подчеркнуть, что теньная полосчатость в гранитов есть не что иное, как преобразованные гранитизацией сланцеватость и (или) слоистость протопород. Текстуры микрополосчатости в гранитах предопределены обычно тонкими чередующимися, зачастую невыдержанными «слоями» гранитной массы, отличающимися разной степенью насыщенности тем или иным минеральным компонентом: кварцем, полевыми шпатами, мусковитом – или по разной зернистости: от скрытокристаллических (аплитовидных) до средне-крупнозернистых. Чередование «слоев» – упорядоченное, ритмичное, иногда частое: от долей до нескольких сантиметров, а иногда редкое: один или два «слоя» на несколько метров квазиоднородной кристаллической массы. Обычно «слои» прерывистые, линзовидные.

Совершенно закономерно, что конфигурация массивов позднепалеозойских гранитов имеет на карте вид крупных меридиональных линз не только на нашей площади, но и значительно южнее и западнее, в КНР

К деформациям коробления относятся и главные структуры мезозойско-кайнозойского геодинамического периода северо-северо-западного сжатия. К их категории принадлежат: своды и ипрогибы, а также кинематический комплекс. Сводь и прогибы коробления ВСВ хорошо картируются, поскольку протопороды в ядрах сводов гранитизированы в триасе, а прогибы аккумулируют стратифицированные образования: вулканогенные и осадочные комплексы юры и триаса. На карте прогибы не всегда выдержаны, вследствие наложенности мезозойского коробления на палеозойские меридиональные синформы и антиформы. Маркированные вулканитами прогибы иногда вытянуты на 35-40 км при ширине 2-3 км. Аккумулированные в прогибах

стратифицированные образования смяты в пологие и со средними углами падения крыльев складки, но встречаются и крутые. Крылья складок падают преимущественно к СЗ и ЮВ под углами 20°-40°, иногда 60°-70°. Ширина складок до первых десятков метров. Шарниры погружаются полого (5°-10°) на ЮЗ. Породы разбиты крутопадающими разрывами преимущественно ЗВ и СВ направления, представленными сериями сближенных поверхностей смещения, зонами расланцевания и тектонических брекчий мощностью до 1 м. Точно по такому же принципу сформированы меловые и третичные угленосные бассейны.

Следует упомянуть еще одно своеобразное образование – *кинематический комплекс*. Он представляет собой достаточно уникальный фрагмент протопород, захваченных и преобразованных тангенциальным т.е. надвиговым воздействием. Другими словами это зона крупного надвига где тангенциальное напряжение имело максимальную разрядку. В вертикальных срезах малых и мелких форм такие явления часты и классифицируются они как соскладчатые зоны послыного скольжения, а вот в плане из-за пологости наблюдаются и картируются весьма трудно. Кинематический комплекс, о котором идет речь, сложен тектоническими сланцами. В них преобразованы вероятно пермские стратификаты. В подошве его расположен выдержанный через всю площадь горизонт гранат-слюдистых сланцев. Выше – горизонт нерасчлененных вулканитов, содержащих хлоритовые, кварц-полевошпат-серицитовые и им подобные динамосланцы, содержащие единичные линзы карбонатных сланцев. Затем – горизонт милонитов с реликтами кремнистых пород. Породы комплекса несут следы послыных надвиговых скольжений. Комплекс сопровождается развитием пакета надвигов, секущих сланцеватость под весьма косым углом, и образующих встречные надвиговые системы конвергентные при антиформных и

дивергентные при синформных схождениях обеих систем.

По такому же принципу формировались и угленосные депрессионные структуры. По-видимому, ими ознаменован новый импульс ССЗ сжатия. Под его воздействием сформированы депрессии коробления, выполненные угленосными ВСВ направления. Примечательно, что они фронтально ограничиваются надвигами, а на флангах разрывами растяжения

Наиболее ярко проявлены системы меридиональных и, реже, северо-восточного направления разломные структуры. Первые из них заложены как встречные взбросы и частично надвиги сплющивания в период позднепермского сжатия. В мезозойско-кайнозойский период тектогенеза они оказались трансформированы в левосторонние сдвиги. Самые крупные разломы этой системы: Западно-Приморский и Качалинский. ССВ разрывы – продукт мезозойского сжатия. Движения по ним синхронное с формированием угленосных впадин, обусловило СЗ раздвиги, подводящие продукты вулканизма

Заключение

Проведенные в районе южного обрамления Ханкайского массива, структурно-тектонические исследования геодинамики структурирования позволили выявить 3 периода активизации и разобраться в сложной интерференционной картине складчатости и коробления [10, 11], проявленных как в останцах Ханкайского массива, так и перекрывающих образованиях.

Литература

1. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во Иностранной литературы. 1963. 108 с.
2. *Вознесенский В.Д.* Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84—101.
3. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1953. 309 с.
4. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.:

Наука. 1991. 144 с.

5. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края Ч. III. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 60 с.
6. *Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н.* Западное Приморье: Геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-299.
7. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. доктор. дисс. Москва: ГИН РАН, 1993. 31 с.
8. *Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
9. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М., 1981. 245 с.
10. *Ramberg H.* Evolution of drag fold // *Geol. Mag.* V. 100, № 2. 1963. P. 97-106

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА.

Некрасов А.И.

ООО «Геология резервуара», Тюмень, Россия
(Alexandr.Nekrasov@geores.ru)

Представление о геологическом строении территории создавалось трудами многих поколений геологов и геофизиков и рассмотрены во многих, в том числе крупных обобщающего характера публикациях. Чаще всего складчатые и разрывные дислокации всех масштабов рассматриваются как результат вертикальных движений.

Установлено, что на всех этапах развития платформы движения фундамента играли главную структуроформирующую роль в становлении структуры осадочного чехла. Деформации в геологическом пространстве осадочного чехла развивались за счет дифференцированных движений отдельных блоков основания, подчиняющихся общей тенденции, но обладающих некоторой автономностью в зависимости от неоднородностей геологического субстрата.

Возникающие структурные элементы можно рассматривать как показатель некоторого поля тектонических напряжений (или совокупности полей действующих одновременно или сменяющих друг друга по времени), которое и создало данный структурный парагенез. Анализ структурных форм в свете достигнутых результатов тектонофизического моделирования структур сжатия, растяжения, скола и их сопряженных комбинаций друг с другом, позволяет реконструировать приложенные тектонические усилия.

Дизъюнктивно-блоковое строение доюрского основания геосинеклизы проявляется в морфологических особенностях отражающего сейсмического горизонта А (ОГ А) - доюрского основания. Геометрический рисунок доменов поднятий и погружений в основании чехла,

контролировался сетью разрывов, связанных с разрядкой тектонических напряжений превышающих предел прочности геосреды. Конкретные разрывные сети (пространственное положение и типы разрывов), выраженные в геометрическом рисунке ОГ А, связаны с определёнными напряжёнными состояниями геосреды, которые определяются, с одной стороны, её реологическими свойствами, а с другой, - типом внешнего воздействия, являясь отражением вида деформации. Тектонофизический анализ геометрического рисунка морфоструктуры ОГ А в пределах сейсморазведочных площадей позволил установить напряженно-деформированное состояние участков региона через определённые закономерные парагенезы разрывных нарушений.

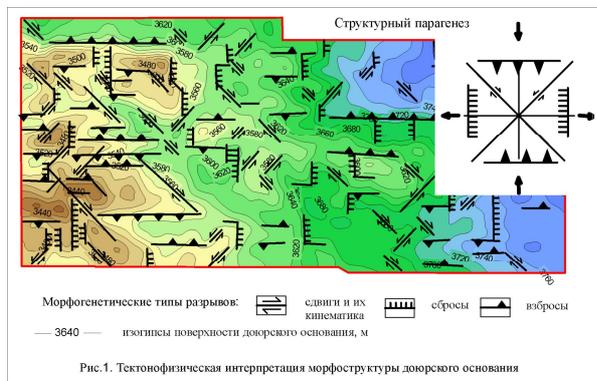
Особенностью рельефа поверхности фундамента (доюрского основания) является четко выраженный регулярный характер элементов ограничений структурных форм поверхностями с диагональными и ортогональными ориентировками. Их азимуты, близкие к 0° , 45° , 270° и 315° логично укладываются в общую картину планетарной трещиноватости (планетарные разрывные нарушения возникают под действием ротационно обусловленной полярной деформации планеты). Напряжения диагональных разрывов с лево- (северовосточные) и правосторонней (северозападные) кинематикой в условиях бокового стеснения трансформируются в вертикальные движения и реализуются в субширотных зонах сжатия (поднятия) и субмеридиональных зонах растяжения (впадины). В качестве примера приводится одна из площадей в пределах Обской региональной террасы (рис. 1).

Вертикальные движения блоков отмеченных зон контролировали динамику осадконакопления в юрско-палеогеновое время (рис. 2) и, вероятно, определяли относительную устойчивость структурных планов территории, контролирующих

контролировалось полем напряжений, которое характеризуется субмеридиональным вектором сжатия и субширотным вектором растяжения и имеет сдвиговый тип.

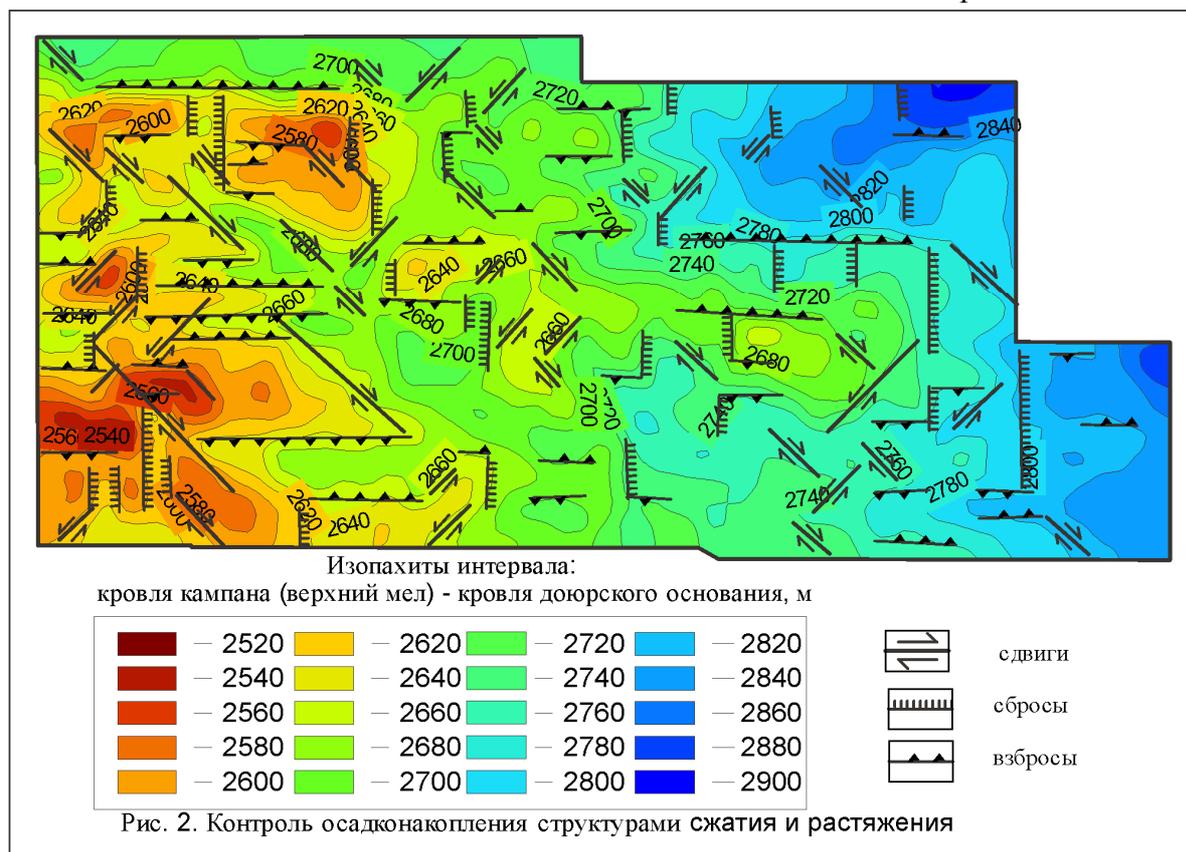
Деформации в фундаменте и в геологическом пространстве осадочного чехла развиваются кинематически согласовано и взаимосвязано. За счет дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента в чехле развиваются складки поперечного изгиба. Тектонофизическое моделирование складок поперечного изгиба показывает, что их формирование сопровождается появлением трещин отрыва, ориентированных параллельно простиранию и по падению их крыльев. При росте складки на её крыльях образуется система параллельных разрывов, разрастающаяся в направлении восстания крыльев (соскладчатая трещиноватость), их ориентировка задаётся геометрией блока (штампа).

Наиболее молодыми, согласно деформированными, отложениями в разрезе орточехла являются осадки раннего миоцена (абросимовская свита). Залегающая выше пельмская свита отделяется самым резким в кайнозой



области нефтегазосборов. Рисунок 2 демонстрирует, что области растяжения обладают большими мощностями, а области сжатия – меньшими. По разрывам, вероятно, происходило дифференцированное опускание территории, благодаря чему морфоструктуры получили выражение в топографическом поле поверхности фундамента и, конседиментационно, отражающих горизонтах чехла.

Это дает основание предполагать, что развитие структурных форм жестко



эрозионным контактом. В региональном плане на эту эрозионную поверхность в западных и северных районах равнины выходят последовательно олигоцен, эоцен и даже мел, что является свидетельством углового несогласия и новой (неоген-четвертичной) геодинамической обстановки в регионе.

Для реконструкции напряженного состояния территории в постпалеогеновое время привлекался тектоно-динамический метод анализа лиamentной сети [2], выявленной по материалам космической съёмки. Было восстановлено поле напряжений с ориентацией главных осей тензора напряжений: направление оси сжатия субширотное, оси растяжения – субмеридиональное [3]. Поле тектонических напряжений имеет сдвиговый характер. Следовательно, в неоген-четвертичное время разломные сместители фундамента оказались в новых геодинамических условиях. С активизацией этих разломов генетически связаны деформации, охватывающие определённые объёмы горных пород над ними - сдвиговые зоны. Внутреннее строение сдвиговых зон связано с разрывами второго порядка, опережающими проникновение в объём корового сместителя [4]. Состояние внутренней структуры сдвиговых зон также находит отражение в строении поверхности отражающего горизонта А. Проникновение разрывов второго порядка в осадочный чехол зависит от степени активности сместителя в фундаменте. Амплитудные смещения фиксируются на сейсморазрезах.

В геометрии ОГ А (имеются в виду определённые направления элементов морфологии поднятий и впадин) отражается полный парагенезис разрывов второго порядка сдвиговых зон, включающий попарно сопряжённые сколы R и R' (сдвиги), n и n' (сбросо-сдвиги), t и t' (взбросо-сдвиги) и одиночные P и X-сколы (сдвиги) (рис.3). Прораствание их связано с начальным этапом разрывообразования в сдвиговой зоне. Все сколы сориентированы под углом к общему простиранию (сдвиговой зоны), им всем присуща четкая системность. Формирование парагенезиса второго

порядка, а стало быть, и особенностей морфологии ОГ А, происходит в сдвиговых зонах над различно ориентированными сместителями. Поэтому рисунки разрывных сетей (морфология горизонта А) отражают кооперативное влияние разломов при активизации.

В связи с неотектонической активизацией изменилась кинематика разломов в фундаменте. Разрывы северо-восточного простирания становятся правыми сдвигами, а северо-западного – левыми. В результате активизации разломов в новом поле напряжений произошло унаследованное усложнение ранее существовавших разрывных сетей и пликативных форм в чехле. Складки получили дополнительные амплитуды роста, связанные с вертикальными перемещениями блоков фундамента. Локальные напряжения, связанные с поперечным изгибом определяли формирование соскладчатой трещиноватости.

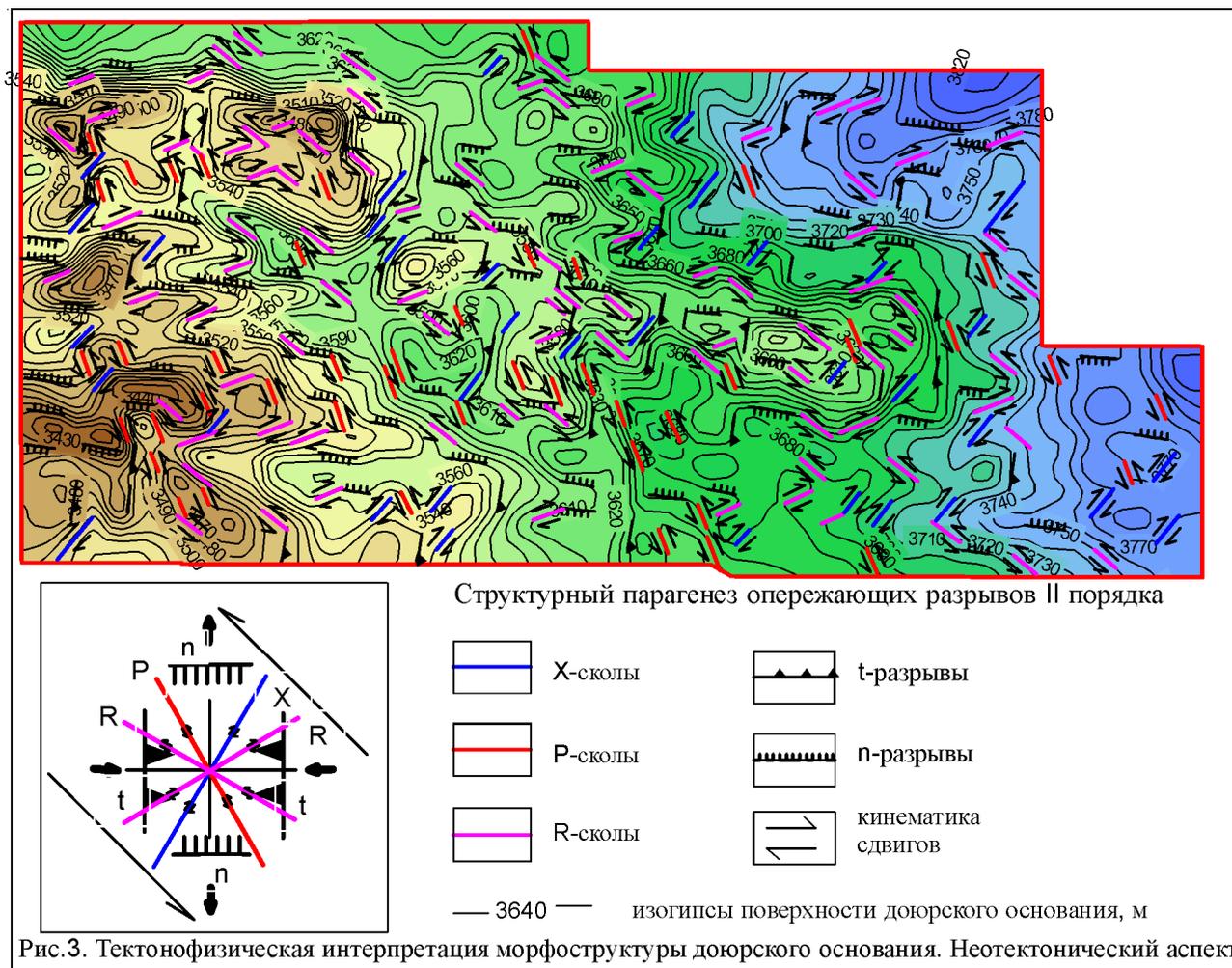
Таким образом, анализ структурного рисунка ОГ А в пределах Обской региональной террасы, свидетельствует о нескольких этапах сдвиговых деформаций доюрского основания. Первый – мезозойско-палеогеновый в поле тектонических напряжений с субмеридиональным вектором сжатия, создавший компенсирующие горизонтальное сдвиговое сжатие разнопорядковые поднятия и впадины и, второй, связанный с переориентацией сжимающих усилий тектонического поля с субмеридионального на субширотное направление, определивший пронизываемые структуры активных сдвигов в фундаменте.

Иное, более контрастное морфологическое выражение сдвиговых зон наблюдается в центральных частях Ямало-Тазовской мегасинеклизы. Спецификой их формирования является наличие там разрывов группы R и единичных разрывов магистрального сместителя. Отмечается также более интенсивное воздействие на неотектоническом этапе из совокупных полей поля с субмеридиональным вектором сжатия [1].

Структурно-вещественная неоднородность фундамента определяет его флюидопроницаемость в периоды тектонической активности и влияет на характер распределения нефтеносности осадочного чехла. На участках разрывных нарушений восходящая миграция коромантийных гидротермальных систем и, соответственно, тепломассоперенос будут наиболее активными. Нарушения, связанные с локальными обстановками растяжения, будут являться путями вертикального движения флюидов. Поднятия, располагающиеся в окрестностях таких каналов разгрузки, определяют направления латеральной по восстанию пластов миграции флюидов от очагов разгрузки до ловушки. Таким образом, механизмы миграции флюидов тесно увязаны с пликативными и дизъюнктивными деформациями пород.

Зоны наложенных трещинных коллекторов в фундаменте, их структура и

уровень ёмкостных характеристик трещинного пространства, контролирующего степень его насыщенности углеводородами, определяются, прежде всего, разломной тектоникой, и наряду с ней - гидротермальной переработкой, катагенной и метаморфогенной перекристаллизацией, процессами карстообразования в карбонатах. Процессы вкупе формируют зоны разуплотнения в фундаменте и сопровождаются активным поступлением гидротермальных флюидов, влекущих за собой активные процессы гидротермальных изменений горных пород, а те в свою очередь порождают каталитический процесс синтеза сложных углеводородных соединений. Периодическое распределение волн напряжения (растяжения-сжатия) сопровождается периодической перекачкой гидротермального флюида из более глубоких горизонтов в поверхностные зоны фундамента и далее в осадочный чехол.



Итак, с ассоциацией различных по морфологии и размерам деформационных элементов ОГ А, имеющих между собой парагенетические соотношения и масштабно-иерархические соподчинения, связаны структурные парагенезы чехла. Поэтому важным является выяснение пространственных закономерностей структурообразования на основе единого структурно-парагенетического подхода к разномасштабным геологическим объектам. Самостоятельная значимость результатов - в реконструкции динамического режима неотектонического развития района, в установлении организации разрывной сети, морфогенетических типов дизъюнктивов и их кинематики, прогнозе «разгруженных» разрывных нарушений, являющихся каналами флюидоперетоков.

Литература

1. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С. 3 – 10.
2. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295с.
3. Сапчук И.П. Тектонофизическая интерпретация разрывных нарушений в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т.2. – М.:ИФЗ.2008. С.174-175.
4. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИЛАПТЕВОМОРЬЯ

В.В.Нелюбин, В.Ф.Проскурнин, А.В.Гавриш

*ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург,
vasily_proskurnin@vsegei.ru*

Для территории Прилаптевоморья показана специфика распространения и соотношения концентраций более 50 элементов в газонефтеносных и потенциально нефтегазоносных рифейско-раннемезозойских разрезах разных тектоно-магматических циклов.

В соответствии с принятым тектоническим и минерагеническим районированием при составлении Госгеолкарт 1000/3 [2] на рассматриваемой территории выделяются Хатангско-Лаптевоморская потенциально нефтегазоносная провинция (ПНПП) с Хатангской газо-нефтеносной областью (ГНО). Южнее расположены Хатангско-Ленская ПНПП с Хатангско-Анабарской ПНГО и Лено-Тунгусская ПНПП с Анабарской ПНГО (листы ГТК S-49-50).

Геохимические исследования авторов связаны в основном с выяснением минерагенических особенностей нефтегазоносных и битуминозных пород по скважинам и обнажениям выделенных областей; изучены составы нефтей и хлороформенных битумоидов пород по керну в отдельных интервалах скважин, расположенных в основном в Хатангской ГНО, а также Тигяно-Анабарское битумное поле Лено-Нордвикского битумного пояса [1], в Хатангско-Анабарской и Анабарской ПНГО (Таблица).

Методом ICP AES, ICP MS на 55 элементов проанализированы пробы, отобранные из керна нефтепоисковых скважин, в основном из пород палеозойского возраста и из обнажений мезозойского возраста. Кроме того из керна 13 скважин проведен полуколичественный спектральный анализ 148 проб палеозойских терригенно-вулканогенно-карбонатных пород на 42 элемента, а в 23 шлифах определены

нефтяные битумы. Таким образом, опробованием охвачены площадь прибрежной суши юго-западного побережья моря Лаптевых, и восточная часть о. Б.Бегичев. Изучен керн, отобранный по разрезу скважин: Южно-Тигянской - 1, Гуримисских - 1, 2, Восточной - 1; Улаханских - 1, 2, Рыбинской - 1, Северо-Суодемских - 1,2,4, Южно-Суодемской - 10, Хорудалахской - 1, Костроминской - 1-П.

По результатам анализа проб (ЦЛ ВСЕГЕИ) терригенно-карбонатных пород методом ICP установлен баланс накопления и выноса ряда элементов в пробах, содержащих битумы. В последних по сравнению с небитуминозными породами накапливаются следующие элементы, прослеженные по соотношению коэффициентов концентрации (K_k): Sc - 2,1; Co-1,6; Cu - 1,8; Cr - 2,1; Zn - 2,3; Ga - 3,0; Li - 3,2; Mn - 3,2; Cd - 1,7; Te - 5,7; Cs - 4,3; Rb - 3,1; Nb - 2,3; Sb - 8,0, La - 2,9; Ce - 2,9; Pr - 2,2; Eu - 1,9; Gd - 1,9; Au - 1,7. Повышенные, но не более, чем на 20% значения K_k в битуминозных породах характерны для следующих элементов: V, Fe, Sn, Bi, Sr, Y, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W. Обратное соотношение значений K_k свойственно Mo - 0,3; Ge - 0,3; As - 0,3; Se - 0,3; Tl - 0,4; пониженные K_k в 20% установлено для Ni, Pb, U; наконец близкими или даже равными отношениями K_k обладают элементы: Ba - 1,0; Hg - 0,9; Ag - 0,9; Re - 1,0.

В битуминозных породах наиболее высокие K_k определены для Sb (до 480 при

среднем 40), Те (до 1340 при среднем 304), Au (до 67 при среднем 10). Такая ассоциация элементов больше характерна для мезозойских гидротермальных золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковых проявлений, известных на Центральном Таймыре и Верхоянье. Среднее содержание элементов в г/т составляет Sb – 21,4; Те – 0,24; Au – 0,02-0,2; Ag – 0,59 – 0,72.

Для разрезов преимущественно карбонатных пород рифея, кембрия, карбона, перми обнаруживается тенденция проявления ассоциации с повышенными концентрациями таких элементов как V, Co, Sn, Pb, Zn, Ga, Ag, Li, Mn и др., но при наличии в породах битумов. Статистическая обработка геохимических данных позволила установить прямые корреляционные связи содержаний ХБА в рифейско-палеозойских породах с группой редкометальных элементов: Sn, Ag, As, Bi, Y, а также - с Mn и Sr. Мезозойские породы (J-K) отличаются прямой сильной корреляционной связью концентраций битумоидов с Sb, и Hg. Можно предположить, что имеются разновременные генерации эпигенетических битумов, – в рифейско-палеозойских (от D до P включительно) и мезозойских отложениях. Подчеркнем при этом, что широко известно совместное нахождение битумов с сурьмой, ртутью, ванадием и рядом других металлов в некоторых рудных месторождениях.

Геохимические ассоциации элементов с повышенным содержанием ($K_k > 5$) в битуминозных породах представлены: Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La (рифей); Ag, Sr, Ge, Nb, La (кембрий); Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Zn, Cr, Cu, Ga (нижний карбон); V, Co, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Cr, Cu (тустахско-нижнекожевниковская свиты объединенные, P₁₋₂); As, Se, Ag, Zn, Mo, Cd, Sb (верхняя юра); As, Se, Hg, Te, Au (мел). Набор элементов верхнекожевниковской-мисайлапской объединенных свит (P₂) практически совпадает с комплексом элементов нижнего карбона. Весьма любопытно разделение геохимической специфики плитного чехла Сибирской платформы (от

рифей до перми) и юрско-мелового полого-складчатого, относимого к Верхоянской складчатой системе, где известны месторождения золота с мышьяком, серебра и полиметаллов, сурьмы и ртути.

Битуминозные породы разных комплексов отличаются друг от друга по результатам изотопных анализов углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$), карбонатов и карбонатных цементов пород выполненных в ЦИИ ВСЕГЕИ. В нижне-среднерифейском терригенно-карбонатном комплексе $\delta^{13}\text{C}$ составляет ($-0,5 \div -1,0\%$), $\delta^{18}\text{O}$ ($+25,8 \div +28,5\%$). В девонском сульфатно-карбонатном комплексе (Нордвик) $\delta^{13}\text{C}$ составляет ($-0,1 \div -4,4\%$), $\delta^{18}\text{O}$ ($+18,5 \div +25,6\%$). В тустахско-нижнекожевниковском комплексе, вне зависимости от глубины залегания, $\delta^{13}\text{C}$ колеблется в пределах ($-3,4 \div -5,0\%$), $\delta^{18}\text{O}$ ($+13,2 \div +16,5\%$). Для юрско-мелового комплекса получены значения $\delta^{13}\text{C} + 3,0\%$ и $\delta^{18}\text{O} + 23,0\%$. Из приведенных данных видно, что в верхней части разреза (J-K) происходит утяжеление изотопного состава углерода, что свидетельствует о вертикальной миграции углеводородов, с локализацией их в ловушках. В более древних отложениях (кембрий, рифей) – отмечается приуроченность УВ к зонам стратиграфических и угловых несогласий (скважины Улаханская2, Хорудалахская1, Костроминская 1, Южно-Суолемская 10). Проведенные исследования дают достаточно полноценную минерагеническую характеристику нефтегазоносных комплексов и толщ, а также возможность сопоставлять вновь получаемые результаты анализов ICP MS и ICP AES керн или проб из обнажений Прилаптевоморья с данными по коэффициентам концентраций элементов или некоторых ассоциаций их в нефтегазоносных комплексах.

Таблица. Минерагенические особенности нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных комплексов толщ

Минерагенические циклы	Нефтегазоносные комплексы (нгк) и толщи (нгт)	Коллектор	Прямые признаки нефтеносности			Характер нефте- и битумонасыщения	Доминирующие элементы комплексов толщ
			Нефтепроявления	Притоки УВ газов	Битумы нефтяные		
J – Kz	юрско-нижнемеловой нгк	терригенный	-	-	+ (J)	распределение битумов спорадическое	As, Se, Ag, Zn, Mo, Cd, Sb (J ₃); As, Se, Hg, Te, Au (K)
C ₂ – T	триасовая нгт	терригенно-туфогенный	+ (T)	+ (T)	-	пятнистое нефтенасыщение	V, Co, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Cr, Cu
	пермский мега нгк	в основном терригенный	+ (P ₂)	+ (P ₂)	+ (P ₂)	пятнистое и неравномерно полосчатое нефтенасыщение	
			+ (P ₁)	+ (P ₁)	+ (P ₁)	пятнистое и сплошное нефтенасыщение	
V ₂ – C ₁	нижнекаменно-угольная нгт	терригенно-карбонатный	-	-	+ (C ₁)	распределение битумов неравномерное, девонская нгт соленосная	Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Zn, Cr, Cu, Ga
	девонская нгт		-	-	+ (D)		
	кембрийский нгк		-	-	+ (C)		Ag, Sr, Ge, Nb, La
R-V ₁	нижневендский нгт	терригенный, терригенно-карбонатный	-	-	+ (V)	нгт развита фрагментарно	Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La
	рифейский мега нгк		-	-	+ (R)	нгк выдержан, распространение битумов неравномерное	
AR-PR ₁		граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллосланцы	-	-	-	фундамент, редкие миндалины битумов	

Литература

1. *Каширцев В.А.* Органическая геохимия нефтидов востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ. Из-во СО РАН. 2003. 128 с.
2. *Проскурнин В.Ф., Нелюбин В.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н., Соболев Н.Н.* Структурно-тектонические и литогеохимические особенности Прилаптевоморья как основа новой модификации нефтегеологического районирования. В Сб. материалов научно-практической конференции 22-26 ноября 2010 г., СПб., ВНИГРИ, 2010 г.

О РОЛИ МАНТИЙНО-КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ И ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Ненахов В.М., Гончарова Л.В., Бондаренко С.В.

*Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(sw_bondarenko@hotmail.com)*

Введение

Моделирование условий формирования мантийно-коровых расплавов юго-востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) на примере доколлизийных и позднеколлизийных магматических комплексов базируется на детальном изучении минералого-петрографических, петрохимических и геохимических данных, которые в своей совокупности дают картину эволюции магматического расплава.

Доколлизийные образования широко представлены многочисленными телами мамонского и еланского комплексов, а позднеколлизийные – Байгоровской вулcano-плутонической структурой (БВПС).

В первой группе реперных объектов является Большемартыновский плутон (БМП), так как в его строении участвуют все известные типы мафит-ультрамафитовых ассоциаций юго-востока ВКМ.

Большемартыновский плутон (БМП).

Петрохимический облик пород плутона определяется наличием в его составе трех последовательно сформировавшихся групп пород. Смена во времени кумулюсных парагенезисов породных ассоциаций: оливин-пироксенового (мамонский тип) оливин-пироксен-роговообманково-плагиоклазовым (ширяевский тип) и пироксен-плагиоклазовым (каменский тип) сопровождалась закономерно понижающейся в направлении от ультраосновных к основным дифференциатам основностью, обогащением SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , щелочами за счет уменьшения феррических компонентов (прежде всего MgO). Особенности распределения главных петрогенных элементов и величин их отношений отчетливо прослеживаются на ряде

диаграмм: $\text{SiO}_2\text{-MgO}$; $\text{SiO}_2\text{-K}_{\text{ш}}$; $\text{SiO}_2\text{-K}_{\text{ф}}$; A-S и др.

На основании петрохимического анализа можно сделать вывод, что образования третьей фазы (каменский тип) сформированы за счет магматической системы, представляющей собой конечный дифференциат родоначального расплава, состав которого в первом приближении отвечает усредненному составу пород ширяевского типа, т. е. плагиоклазовым лерцолитам. При этом дифференциат, отвечающий за их формирование к этому моменту пришел к относительной внутренней равновесности, по сравнению с дифференциатами первой и второй фаз, где отмечается значительный разброс фигуративных точек практически по всем коэффициентам, за исключением распределения содержания щелочей.

Анализ кривых распределения редкоземельных элементов (нормализованных к хондриту) в породах БМП показывают явно выраженную тенденцию к накоплению их суммы (рис. 1, 2) от ранних дифференциатов (дуниты – 1,17-3,15; оливиновые пироксениты – 2,72-8,68) к поздним (роговообманковые габбро, габбронориты – 7,44-48,39). Тренд распределения REE для дунитов приближается к хондритовому типу, лишь незначительно превышая (приблизительно в 1,5 раза) содержания в последнем, прежде всего за счет легких редкоземельных элементов (LREE). В пироксенитах по отношению к дунитам сумма REE возрастает более чем в 3 раза, а в роговообманковых габбро эти содержания увеличиваются более чем на порядок. В процессе эволюции меняется характер кривой, при этом, в целом, возрастает и степень фракционирования (отношения Ce/Yb в дунитах – 1,79; в оливиновых пироксенитах – 1,26 - 2,02; в

роговообманковых габбро – 3,26-5,76). Особенно резко это выражено в габброидах. Если для дунитов характерно субгоризонтальное расположение фигуративных точек LREE, что свидетельствует о слабой степени фракционирования, то для пироксенитов отмечается устойчивое закономерное возрастание хондрит-нормализованных содержаний от La к Sm, при относительно постоянном и повышенном уровне содержаний тяжелых элементов (HREE – от 3,01 до 4,63). Для роговообманковых габбро степень фракционирования проявляется особенно четко, что выражено заметной крутизной кривой. Поведение Eu для всех дифференциатов, начиная от дунитов и пироксенитов мамонского и заканчивая габброидами ширяевского типов, преимущественно выражено хорошо проявленным минимумом (рис. 1), что в свою очередь, свидетельствует о доминировании плагиоклаза при фракционировании расплава. Наличие минимума уже в дунитах и пироксенитах свидетельствует о том, что даже на ранних стадиях кристаллизационной дифференциации существенная роль принадлежала именно полевым шпатам. Эта тенденция продолжалась и при формировании пироксенитов и частично габброидов.

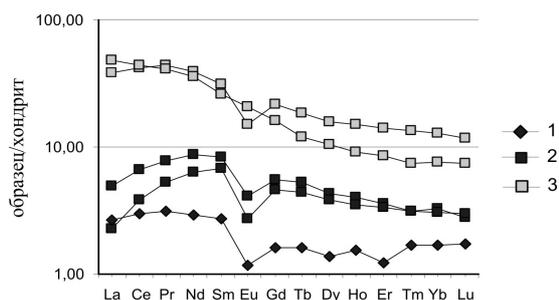


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в породах мамонского и ширяевского типов БМП 1-2 – дифференциаты мамонского типа; 3 – роговообманковые габбро ширяевского типа

Следует отметить, что части хондрит-нормализованных вариационных линий, отражающих распределение легких редких земель для пироксенитов мамонского типа (рис. 1), характеризуются последовательным увеличением

содержаний элементов в ряду La-Ce-Pr-Nd-Sm, а не уменьшением, как это наблюдается для большинства трендов REE. Подобная закономерность объясняется преобладающим фракционированием клинопироксена, кристаллизация которого приводит к уменьшению, прежде всего содержания La, Ce, Pr, за счет изоморфизма с Ca (косвенным подтверждением этого является нахождение апатита и аланита, в виде аксессуарных и редких минералов [5]).

Анализ кривых распределения REE для габброидов 3-ей фазы каменского типа (рис. 2) показывает отсутствие Eu минимума на большинстве из них, а на отдельных кривых отмечены слабо выраженные Eu максимумы. Наличие трендов распределения редкоземельных элементов в габбро двух типов показывает, что на процесс кристаллизационной дифференциации, контролируемый фракционированием плагиоклаза, могли накладываться иные процессы, в том числе контаминационного характера [4]. Последнее обстоятельство свидетельствует как о смене характера дифференциации с полевошпатового на амфиболовый [3], так и о коровой контаминации [10] за счет поглощения незначительных порций высоко селективной гранитной эвтектики, возникающей за счет коровой магмагенерации, что в свою очередь, подтверждается значениями ϵ Nd, полученными для габброидов каменского типа [26], колеблющимися от $-0,5$ до $+0,7$.

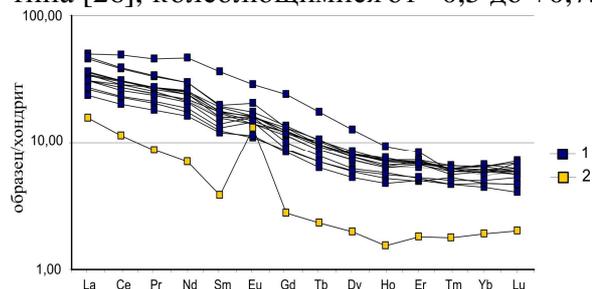


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в породах каменского типа БМП 1 – габбронориты, габбро; 2 – жильный мелкозернистый диорит

Байгоровская вулcano-плутоническая структура (БВПС).

Преобладающими породами в разрезе являются андезиты, андезибазальты и их

лавобрекчии. Жерло имеет концентрическое строение, в центральной части которого находятся базальты, а по периферии – андезиты, андезибазальты, прорванные на юго-восточном фланге микрогаббро.

Конкордантный возраст пород БВПС составляет 2039 ± 11 млн. лет (SHRIMP II). Полученные надежные данные по цирконам БВПС ставят под сомнение принятые представления [9] о возрасте коллизии в соответствии с датировкой бобровского комплекса ($2021,7 \pm 8,8$ млрд.лет) [1]. В то же время, она очень логична в свете новейших данных [8], установленных в процессе изучения околоскважинного пространства по геологическому сопровождению параметрической скважины (ВП-1). В соответствии с ними возраст бобровского комплекса по цирконам (SHRIMP II) несколько древнее и равен 2050 ± 13 млн. лет. Таким образом, кульминация коллизионного процесса в свете новейших данных несколько удревняется и соответствует уровню 2050 млн. лет. Предполагая растянутость коллизионного процесса во времени с учетом погрешности определения возраста по цирконам, Байгоровскую вулканоплутоническую структуру следует рассматривать как позднеорогенную [2].

Андезибазальты характеризуются содержанием кремнезема (52,77 – 54,78%, оксида калия (1,03 – 1,72%), железистостью (8,79 – 9,20 редко до 10,49%) и незначительными содержаниями двуоксида титана (0,93 – 1,02%). По количеству щелочей относятся к нормально-щелочным породам, а по отношению K_2O/Na_2O - к калий-натриевой серии с умеренной калиестью ($K_2O=0,5-2,1\%$).

По результатам анализа геохимических данных для андезибазальтов БВПС южного и северного ареалов, установлены высокие, на порядок превышающие хондритовые значения содержания редкоземельных элементов, варьирующиеся от 94,69 до 134,04 и от 43,98 до 73,85 г/т соответственно. Значимые аномалии европия не наблюдаются ($Eu/Eu^*=0,88-1,13$), что говорит о слабом фракционировании магматических

расплавов. Тренды распределения редкоземельных элементов пород БВПС (рис. 3) имеют относительно пологий наклон. Коэффициент фракционирования редкоземельных элементов у пород северного ареала (2,45-3,63) ниже, чем для пород южного ареала (3,53-4,32), при этом, первые более обогащены легкими редкоземельными элементами. Это свидетельствует о геохимической и генетической гетерогенности изученных пород, то есть об участии в формировании андезитовых порфиритов нескольких, как минимум двух, очагов.

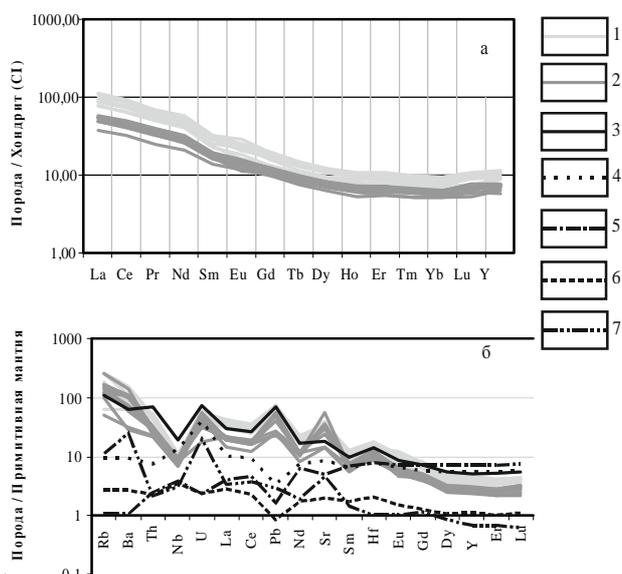


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в породах БВПС 1 – 2 - БВПС; 3 – континентальная кора; 4 – E-MORB; 5 – N-MORB; 6 – OIB; 7 – мантийный плюм

Микроэлементный состав обоих типов андезибазальтов близок, хотя уровни накопления элементов несколько отличаются. Спектры распределения редких элементов в породах БВПС, нормированные к первичной мантии, осложнены Sr-минимумом, слабо выраженными Nb-, Pb-, Hf-максимумами. Обогащение свинцом, а также положение пиков Sr, Nb и Hf является признаком контаминации магм материалом континентальной коры [6, 7]. Сравнительный анализ геохимических отношений Pb/Nd, La/Sm, Sm/Yb, Th/Ta, Nb/U, Ce/Pb, U/La, которые считаются постоянными в большинстве мантийных резервуаров и коровых выплавов [6, 7, 11,

12], явно указывает на преобладание коровой составляющей в породах БВПС.

Вулканыты БВПС в виде отдельных полей распространены среди отложений воронежской свиты, вещественные и структурно-текстурные особенности которых, указывают на ее формирование в условиях расчлененного рельефа. За счет предколлизийной субдукции очаги мантийной магмогенерации продолжали какое-то время действовать в инерционном режиме, при этом, заложились и очаги коровой магмогенерации на завершающей стадии орогенеза (БВПС).

В формировании вулканитов принимали участие несколько очагов магмогенерации. При этом очаг северного ареала, исходя из содержания редких и редкоземельных элементов, располагался значительно глубже, чем очаг западного ареала (рис. 4.33). Большая глубинность формирования вулканитов северного ареала доказывается большей степенью контаминации, в которой участвовали относительно крупные объемы подкоровых расплавов по сравнению с западным ареалом. Предложенная принципиальная схема формирования вулканитов БВПС имеет предварительный характер и в первом приближении увязывает геологические, петрохимические и новые геохимические данные в рамках существующей геодинамической модели развития ВКМ.

Таким образом, не смотря на длительность эндогенной активности время эволюции механизма корово-мантийного взаимодействия в первом приближении охватывало временной интервал 2100-2040 млн. лет [9] от начала эволюции мантийного диапира до завершения корово-мантийного взаимодействия. В указанную возрастную «вилку» наиболее интенсивно проявилась эндогенная активность всего юго-востока ВКМ [8]. Породные ассоциации рассмотренных структурно-вещественных комплексов свидетельствуют о проявлении своеобразного геодинамического режима, совмещающего эволюцию мантийного диапиризма, субдукции и последующих коллизийных условий, наступавших на рубеже 2050-2040 млн. лет, особенности

которой рассмотрены нами на примере БВПС.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы» по проектам №П-1331, № 16.740.11.0188

Литература

1. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глуценко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, Т.17, № 6. С.3-16.
2. Бондаренко С.В. Геология, вещественный состав и палеогеодинамическая природа воронежской свиты и сопряженных с ней комплексов (воронежский кристаллический массив): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов: ЦНТИ, 2009. 18 с.
3. Гончарова Л.В. Структурно-вещественные критерии прогнозирования сульфидно-медно-никелевых руд в условиях закрытого региона на примере Астаховско-Большемартыновского рудного района (ВКМ) // минерагения докембрия : материалы Всеросс. конф. Петрозаводск, 2009. С. 59-62.
4. Гордейченко Л.В. Некоторые особенности распределения редких земель в породах Большемартыновского плутона (ВКМ) // Геологи XXI века: материалы IX Всеросс. науч. конф. студ, асп. и молодых спец. Саратов, 2008. С. 52-53.
5. Гордейченко Л.В., Резникова О.Г. Особенности распределения акцессорных минералов в Большемартыновском инрузиве ВКМ // Молодые науки о Земле: материалы межвуз. науч. конф. студ, асп. и молодых ученых. М., 2008. С. 155.
6. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основании изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, Т. 11, № 6. С. 618 - 654.
7. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных

- стекло базальтов // Петрология, 2007, Том 15, № 4. С 361-396.
8. *Кременецкий А.А., Ненахов В. М., Скрыбин В.Ю., Полякова Т.Н., Терентьев Р.А., Золотарева Г.С.* Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива // Материалы XXXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 112 – 115.
 9. *Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Геодинамическая модель формирования ВКМ // Геотектоника 1997, № 3. С. 21 – 31.
 10. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения М.: Научный мир, 2006. 368 с.
 11. Hofman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, Vol. 385. P. 219 – 228.
 12. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. Petrol., 1979, Vol. 69. P. 33 – 47.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ

Никишин В.А.^а, Малышев. Н.А.^б, Обметко В.В.^в

^аМосковский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия
(nikishinvalera@gmail.com)

^бКНТЦ ОАО “НК “Роснефть”, Москва, Россия

^вООО “РН-СахалинНИПИморнефть”, Москва, Россия

В пределах западной (Приновоземельской) части бассейна Южно Карского моря по данным сейсморазведки 2D выделяется ряд крупных локальных объектов (рис. 1), которые расположены на мегавале Литке и в Южно-Карской впадине. Мегавал в плане прослеживается параллельно острову Новая Земля и отделяется серией сбросов от Южно-Карской впадины.

Для понимания истории развития и формирования осадочного бассейна, а так же для оценки его УВ потенциала и масштабов аккумуляции УВ необходимо знать время формирования основных структур, а так же процессов их формирующих. Анализ пространственно-временных соотношений, процессов структурообразования и генерации УВ позволяет провести ранжирование и выделить наиболее перспективные объекты.

Проведенный палеоструктурный анализ по серии сейсмических профилей показал, что в пределах акватории прослеживаются три генетических типа структур, различных по времени образования (рис. 2).

Первый тип. Структуры расположены, как правило, в восточной и юго-восточной частях бассейна. Они наследуют выступы фундамента и начали формироваться в юрское время. На разрезах, отчетливо проявлен конседиментационный характер осадконакопления. Характерно, что уже по вышележащим горизонтам нижнего и верхнего мела эти структуры не прослеживаются. Время формирования структур – домеловое. Поскольку они “запечатываются” нижнемеловыми и еще более молодыми субгоризонтально залегающими отложениями. Наиболее типичными структурами такого типа

являются – Анабарская и Вилькицкого (рис.4).

Второй тип. Структуры второго типа имеют более сложную историю формирования. Начало их роста условно датируется раннемеловым временем. На разрезах отмечается классический вид структур конседиментационного типа с уменьшением мощности отложений в своде и её увеличением на крыльях. Позднее в апт-позднем мелу, рост структур прекращается. Следующий этап активного роста структур условно выделяется в постолигоценное время.

Структуры наблюдаются по меловым отложениям только на современном этапе. Таким образом, деформации приведшие к повторному росту структур были в постмеловое время (постолигоценное). Это видно как на конкретных профилях, пересекающих структуры, так и на сейсмических разрезах, пересекающих весь Южно-Карский бассейн в северо-восточном направлении, где отчетливо фиксируется угловое несогласие в основании олигоценных отложений.

Таким образом структуры второго типа формировались в течении двух этапов раннемелового и постолигоценного. К ним принадлежат такие структуры как Нансеновская, Университетская и др (рис. 3 а,б).

Третий тип. Структуры этого типа наиболее молодые по времени формирования. Они не проявились в течении досеноманского этапа развития региона и образовались в кайнозойское время. Наиболее характерной структурой данного типа является Викуловская (рис.3 в,г).

Анализ распространения по площади различных по времени формирования

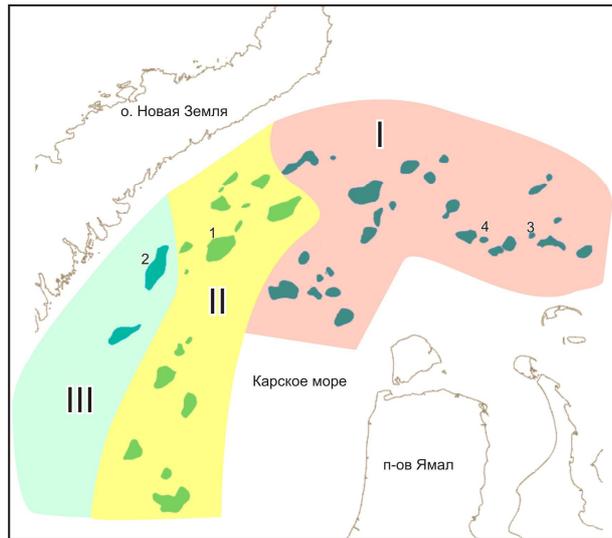


Рис.1 Карта времени формирования локальных объектов Южно-Карского бассейна. (Структуры 1- Университетская 2-Викуловская 3-Вилькицкого 4-Анабарская).

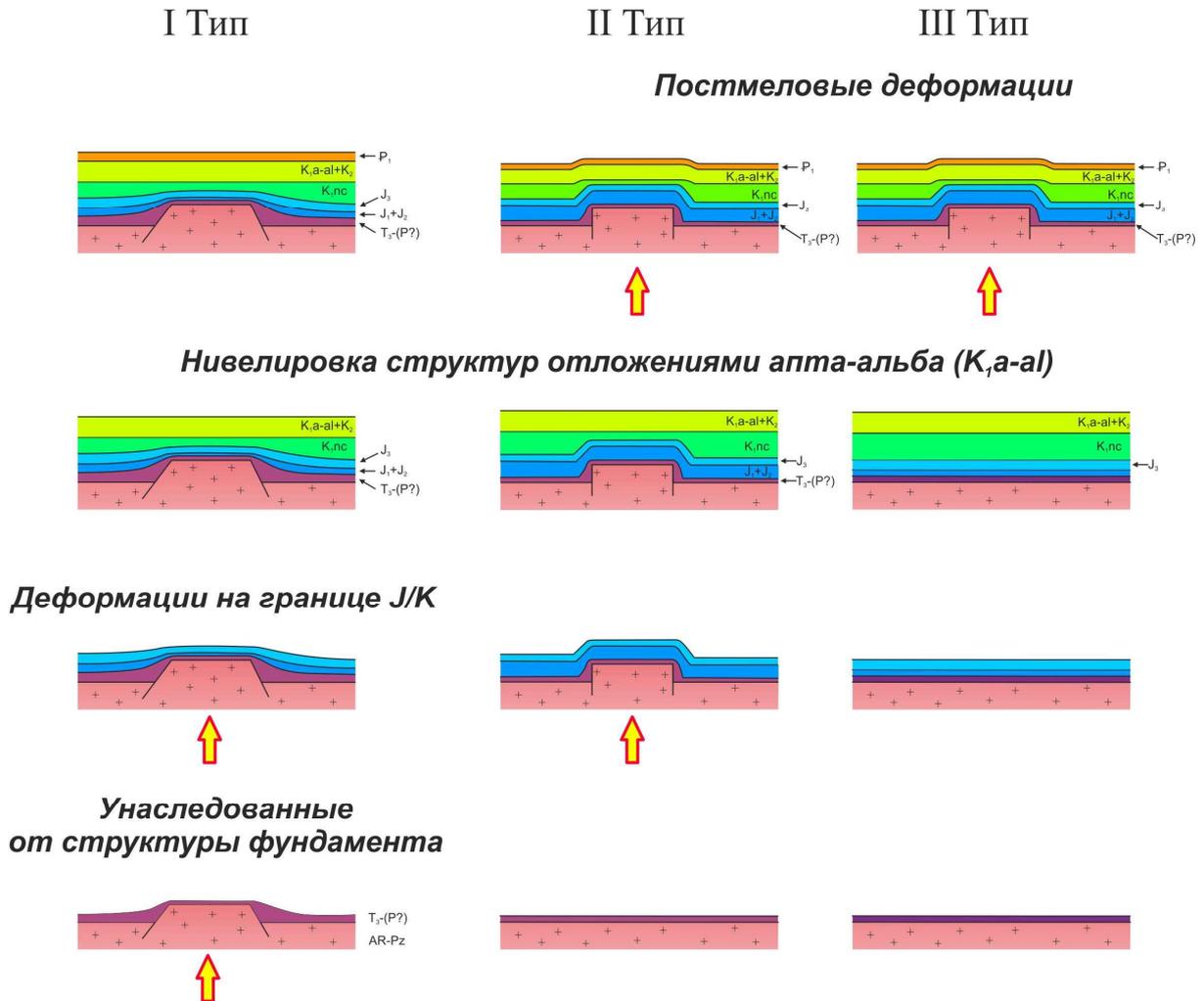


Рис.2 Типизация основных структур бассейна южной части Карского моря.

локальных структур показал, что большинство структур образовались в результате тектонических движений на раннемеловом и палеогеновом этапах геологического развития региона.

На основе имеющихся данных сейсморазведки 2D было впервые проведено ранжирование объектов по времени формирования, составлена карта времени формирования объектов.

Структуры первого типа являются погребенными, то есть выражены лишь в нижних интервалах разреза в восточной части бассейна. Локальные объекты второго и третьего типов принадлежат к категории сквозных структур, фиксирующихся во всем разрезе осадочного чехла. Структуры второго типа распространены в северо-западной части бассейна.

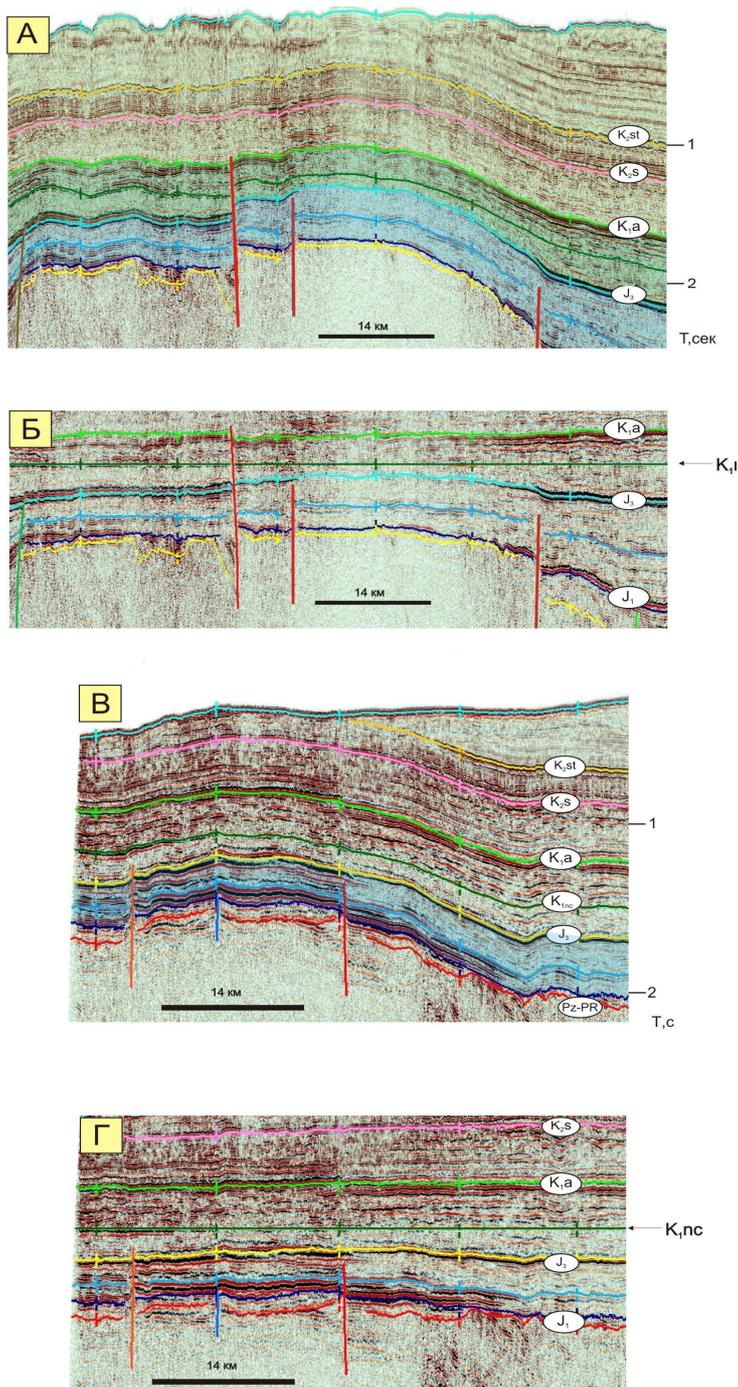


Рис. 3 Структура Университетская (а-современный вид, б-профиль выровнен по отложениям неокома), структура Викуловская(в- современный вид, г-профиль выровнен по отложениямнеокома). Данные ОАО “НК “Роснефть”

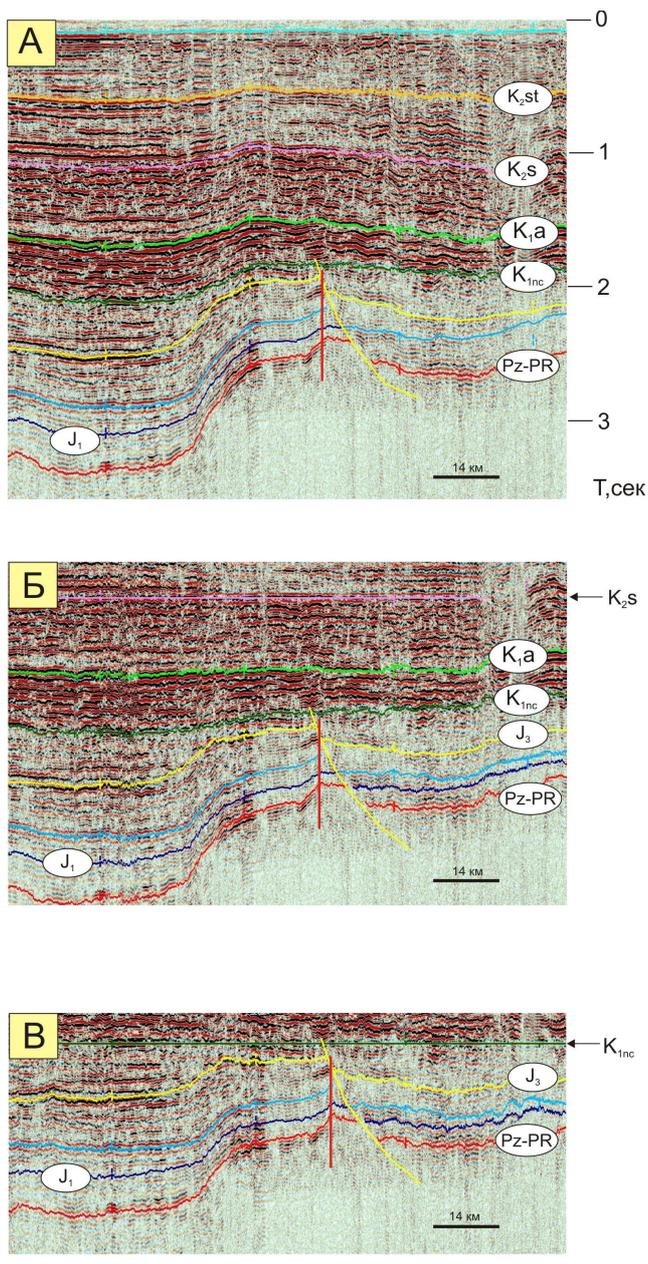


Рис.4 Структура Вилькицкого (а-современный вид, б-профиль выровнен по отложениям сеномана, в-профиль выровнен по отложениям неокома)
 Данные ОАО "НК "Роснефть"

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ РИФТОВ ЮЖНО-КАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Никишин В.А.^а, Малышев. Н.А.^б, Обметко В.В.^в

^а*Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия
(nikishinvalera@gmail.com)*

^б*КНТЦ ОАО “НК “Роснефть”, Москва, Россия*

^в*ООО “РН-СахалинНИПИморнефть”, Москва, Россия*

В настоящее время в южной части акватории Карского моря отработано свыше 135,5 тыс. пог.км сейсморазведки 2D, включая региональные трансекты 2-AR (арх. Новая Земля – п-ов Ямал) и 3-AR (Белое море - о. Пионер). На островах Белый и Свердруп в пределах акватории пробурены поисково-разведочные скважины: 1-2 Белоостровские и 1-Свердрупская.

Наличие большого количества современного сейсмического материала хорошего качества позволило уточнить структурный план основания Южно-Карского осадочного бассейна, выделить и изучить строение основных осадочных комплексов, отвечающих различным этапам его развития. В разрезе Южно-Карского осадочного бассейна выделяется два крупных осадочных комплекса: синрифтовый терригенный пермско-среднетриасовый(?) и пострифтовый терригенный позднетриасово-кайнозойский.

Известно, что в основании Западно-Сибирского мегабассейна, выделяется серия рифтогенных зон: Худосейская, Худоттейская и Колтогоро-Уренгойская [1][5]. По результатам анализа всех сейсмических данных в пределах Южно-Карского бассейна выделяется одноименная рифтовая зона. Ранее она уже была описана в литературе [2] и прослежена на региональных трансектах.

Рифтогенные прогибы в Южно-Карском бассейне представлены в морфологическом отношении как полуграбенами, так и грабенами, ориентированными в плане, преимущественно, в северо-восточном направлении. Размеры полуграбенов варьируют и составляют в длину 160-180 км на севере при ширине 110-140 км, на юге - длиной 140 км и шириной 50 км. Мощность их осадочного, предположительно пермско-

триасового, выполнения изменяется от 1 до 5 км, а отметки современных глубин депоцентров варьируют от 7 до 12 км. Рифты достаточно хорошо выделяются на структурной карте по кровле акустического фундамента.

С юга на север в составе Южно-Карской рифтогенной зоны выделяются следующие грабенообразные прогибы: Медвежий, Ноябрьский, Благополучия, Дальний, Нансеновский и Северо-Нансеновский (рис. 1).

По особенностям строения синрифтового комплекса рифты можно условно разделить на две группы. В первой из них отмечаются признаки инверсии, во второй они отсутствуют. В первой группе рифтов синрифтовый комплекс осложнен антиклинальными складками конседиментационной природы. В сводах таких складок отмечаются характерные “слои роста” и уменьшение мощностей слоев.

Осадочное выполнение рифтогенных прогибов, где не отмечаются процессы инверсии, представлена моноκлиальной толщей пород с достаточно четкой параллельно-слоистой волновой картиной на сейсмических разрезах.

Прогиб Медвежий, расположенный в юго-западной части бассейна, представляет собой грабен, ограниченный двумя разломами. В его осадочном выполнении выделяется треугольная в разрезе толща, которая характеризует активную фазу грабенообразования. В Медвежьем прогибе отмечаются инверсионные процессы, обусловившие образование антиκлиальной складки. Ноябрьский прогиб представляет собой в морфологическом отношении грабен (рис. 2). Он ограничен разломами в западной и северных частях. В осадочном выполнении здесь так же выделяется

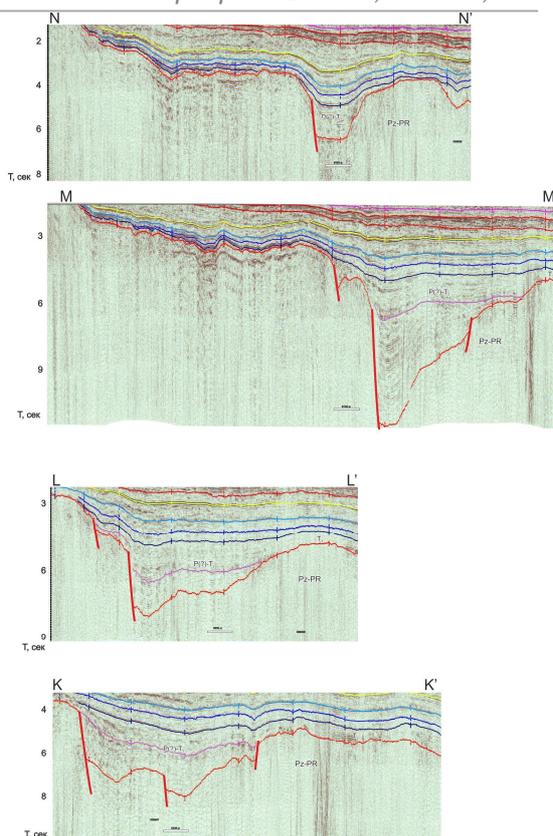
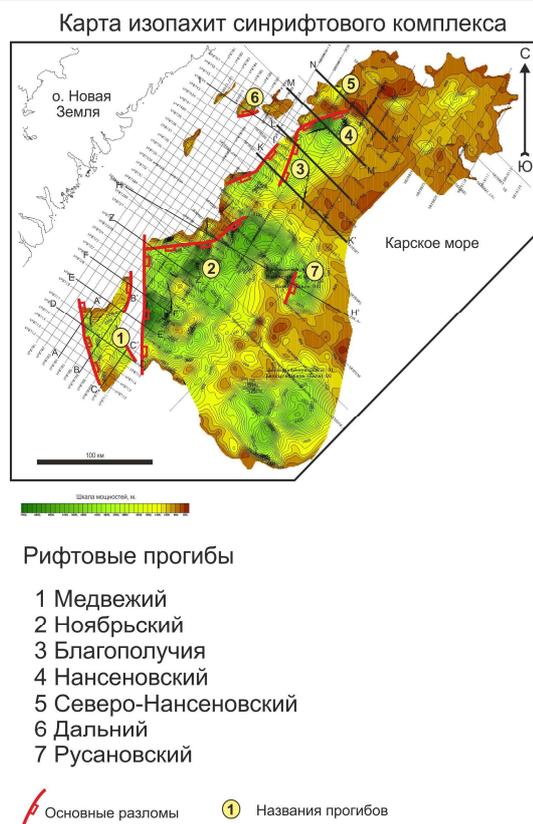


Рис.1 Обзорная карта расположения рифтовых впадин и примеры сейсмических профилей. Данные ОАО “НК “Роснефть”.

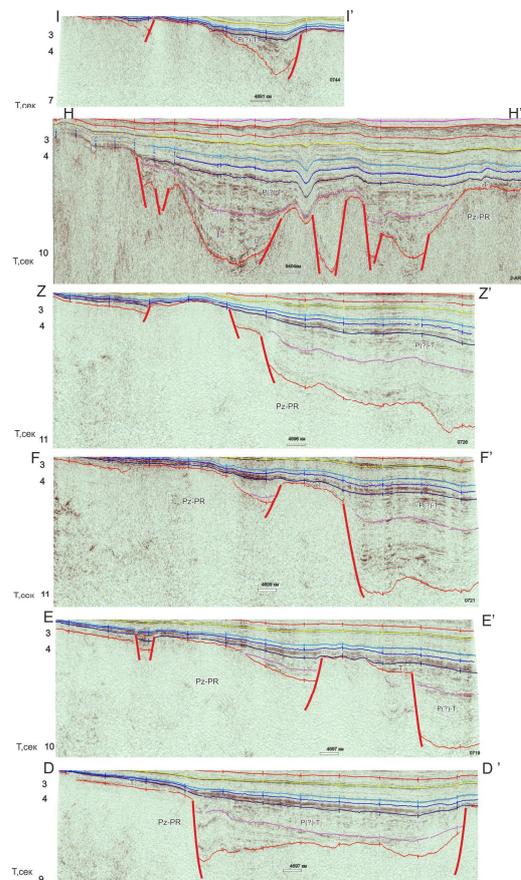
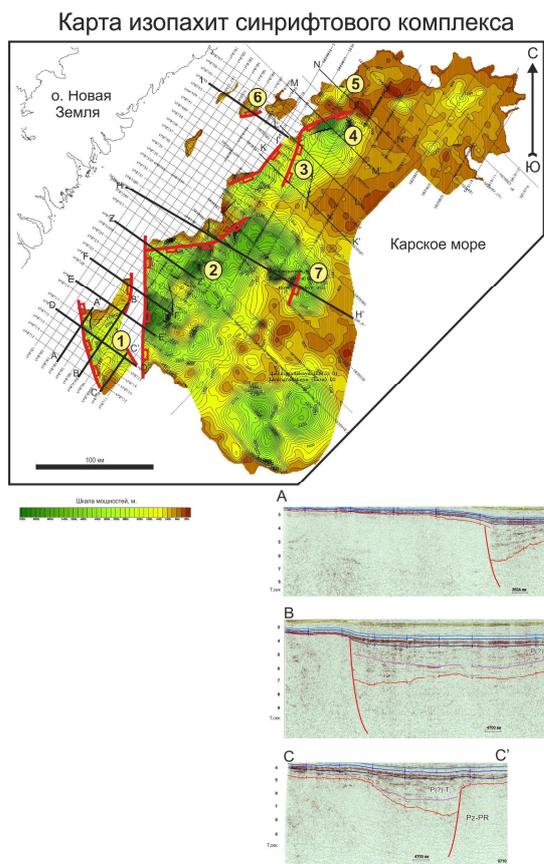


Рис.2 Примеры сейсмических профилей. Данные ОАО “НК “Роснефть”.

треугольная линза пород, маркирующая главную фазу грабенообразования. Северо-западнее Ноябрьского прогиба расположен грабенообразный прогиб Благополучия. Он выражен в виде полуграбена без признаков инверсии. Дальний полуграбен расположен ближе к острову Новая Земля. Его линейные размеры существенно меньше вышеописанных. В нем наиболее ярко проявлены инверсионные процессы. В северо-восточной части Южно-Карской рифтовой зоны расположены Нансеновский и Северо-Нансеновский прогибы. Нансеновский прогиб, как и большинство впадин представлен полуграбеном, без следов инверсии. Северо-Нансеновский прогиб, в свою очередь устроен проще. Он представлен узким, но не протяженным в плане грабеном, выполнен полого залегающими осадочными толщами.

В целом, синрифтовый комплекс представляет собой в разрезе призму отложений. При более тщательном рассмотрении в ней можно выделить в разрезе осадочную толщу треугольного строения, накопление которой совпадает с главной фазой наиболее активного формирования полуграбена. Такая толща прослеживается в разрезе многих прогибов.

Процесс инверсии в более крупном масштабе можно связать со сжатием, которое происходило в Баренц-Карском регионе среднем триасе (?). Процессы инверсии происходили, по-видимому, одновременно со складчато-надвиговыми деформациями в Пай-Хой Новоземельской области в среднетриасовое время [3].

Отложения триаса, сформированные уже после инверсии (условно верхнетриасовые), представляют собой маломощную толщу, плащеобразно перекрывающую породы фундамента и рифтогенного комплекса.

Достаточно точно, можно указать верхнюю временную границу формирования полуграбенов. Юрский комплекс осадков распространен плащеобразно в Западно-Сибирском мегабассейне включая Южно-Карский бассейн и залегает на разновозрастных складчатых образованиях фундамента.

На ряде сейсмических разрезов видно, что отражающий горизонт, отвечающий подошве юрского комплекса, хорошо прослеживается с суши в акваторию Карского моря и юрский комплекс перекрывает рифтовый комплекс [4]. Тем самым, можно достаточно уверенно говорить, что возраст формирования рифтогенных прогибов в пределах Южно-Карского бассейна однозначно доюрский. С учетом того, что верхняя часть преположительно триасовых отложений также залегает субгоризонтально, то возраст осадочного выполнения грабенообразных прогибов поздняя пермь(?) ранний-средний триас.

В целом историю формирования рифтогенных прогибов можно условно разделить на три этапа: поздняя пермь (?) ранний-средний триас время формирования и начала развития рифтов - с накоплением треугольной в разрезе толщи пород; рубеж среднего-позднего триаса - процессы инверсии. С позднего триаса отмечается плащеобразное развитие более молодых осадочных образований на большей части акватории южной части Карского моря, свидетельствующее о пострифтовом прогибании.

Литература

1. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.2 / Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2 2-го тома: А.Э. Конторович, В.С. Сурков – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
2. Шупилов Э.В., Тарасов Г.В. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов западно-арктического шельфа России / Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998 г.
3. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Комитет по геол. и использ. недр России, НПО “Севморгеология”, Всесоюз. науч.-исслед. Ин-т геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана; Под. науч. Ред. Ю.Ею Погребницкого – СПб.; Недра, 1992.
4. Kontorovich V.A. The Meso-Cenozoic tectonics and petroleum potential of West Siberia // Russian Geology and geophysics, 50 (2009), 346-357

5. V.S. Surkov, V.P. Korobeinikov, B.G. Kraevskiy. Geostatic tectonic map for Early (Precambrian and Paleosoic) and Late (Mesozoic and Cenozoic) Neogea of Siberia at a scale of 1:2 500 000 Novosibirsk: SNIIGG&MS, 2000.

ОЦЕНКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК

Николаев Ю.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nikolaev@geol.msu.ru)

Введение

Перспективность слабоизученных рудоносных площадей оценивается с помощью минерагенического потенциала и ресурсов. Минерагенический потенциал (МП) перспективной рудоносной площади (минерагенической зоны, области, провинции) включает разведанные запасы и прогнозные ресурсы месторождений и проявлений, а также минерагенические ресурсы ее частей, где таковые на текущий момент отсутствуют. $МП = MP + (P_3 + P_2 + P_1 + C_1 + C_2 + B + A)$ [3].

МП определяется на основе общих особенностей состава и строения слагающих рудоносные площади структурно-вещественных комплексов и результатов региональных геохимических и геофизических работ. Среди существующих методов оценки МП [1, 5]) наиболее широкое применение получил метод аналогии с более изученными рудоносными площадями, где установлены месторождения того же формационного или геолого-промышленного типа [2].

Основы оценки прогнозных ресурсов и МП по геохимическим данным заложены в работах А.П. Соловова. Для оценки обширных малоизученных территорий по данным опробования аллювия крупных рек с плотностью 1 проба на 100-250 км² (М 1:1000000 и мельче) им было предложено ввести категорию прогнозных ресурсов Е₁, являющуюся фактическим эквивалентом МП [6]. Расчеты МП по данным геохимических съемок предлагалось проводить по формуле:

$$Q_n = \frac{1}{k'k} \cdot \frac{\sum P'}{40} H,$$

где $\sum P'$ - сумма продуктивностей потоков рассеяния по смежным руслам, дренирующим рудоносную площадь, k' и k -

коэффициенты пропорциональности, H - глубина, до которой производятся подсчеты, деление на 40 отвечает переходу от м² % к тоннам металла.

Альтернативой такому подходу, не учитывающему рудно-формационные и структурно-морфологические особенности оруденения, является использование для оценки МП геолого-геохимических моделей рудных районов и узлов [4]. Основой для оценки минерагенического потенциала территорий служат параметры моделей аномальных геохимических полей (АГХП), разработанные на основе изучения эталонных объектов.

Разработанные на основе эталонных объектов параметрические модели АГХП рудных районов и узлов характеризуются развитием рудных формаций, играющих существенную роль в минерально-сырьевом балансе благородных и цветных металлов России: золото-сульфидно-мышьяковистую, золото-сульфидно-кварцевую, золото-кварцевую, золото-серебряную, медно-порфиновую, касситерит-силикатную и касситерит-кварцевую. Определение параметров моделей АГХП проводилась по данным литохимических съемок по потокам рассеяния в масштабах 1:200000-1:1000000.

Критерии оценки МП

Геохимическими критериями выделения АГХП являются пороговые содержания химических элементов, на основании которых определяют границы предполагаемого развития прогнозируемого оруденения. Наблюдаемая дискретность в строении аномальных геохимических полей объектов низких иерархических уровней ранга рудных районов и узлов, включающих в свой состав объекты более высоких уровней, представленных аномалиями основного рудного элемента и его спутников, связана с наличием участков

«фонового» геологического пространства и зависит от среды опробования, плотности пробоотбора и методики обработки геохимических данных.

Определение рудно-формационной принадлежности аномальных геохимических полей базируется на геохимических (состав, соотношения и взаимосвязи между химическими элементами в АГХП) и геологических (пространственная связь АГХП с геологическими формациями, комплексами и типами горных пород) критериях.

Важнейшими параметрами, используемыми для оценки МП, являются площадные (P , м²%) и удельные (Δq , т/м/км²) продуктивности, коэффициенты пропорциональности, учитывающие ландшафтно-геохимические особенности территории (k , $k\phi$ и долю концентрированного оруденения (α) от общей продуктивности на площади АГХП.

Эмпирические данные свидетельствуют, что высокий минерагенический потенциал присущ территориям, в пределах которых в составе региональных АГХП присутствуют крупные высокопродуктивные аномалии профилирующих металлов.

Параметры моделей АГХП

Золоторудные районы с терригенными и гидротермально-плутоногенными формациями (золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-мышьяковистой и др.) выделяются в контурах аномалий золота, занимающих 70-90% их площади, и его основного спутника – мышьяка. В состав ассоциаций АГХП входят Au, Sb, Sn, Ag, As, W, Bi, Zn, Mo, Cu, Ni, Co. Геохимические поля районов приурочены к крупным поднятиям, сложенным терригенно-осадочными комплексами и гранитоидными интрузиями. Площадь высокоперспективных районов - 5-10 тыс. км², площадная продуктивность золота в АГХП - более 5 тыс. м²%, удельная – более 0,02 т/м/км², МП - 500-1500 т.

АГХП золоторудных узлов приурочены к зонам глубинных разломов, надвигов, имеют эллиптическую форму и пространственную связь с гранитоидными

массивами. Выделение узлов производится по содержаниям золота 0,003-0,005 г/т. Основные спутники золота - As, Sb, Ag, Pb, W. Реже в составах ассоциаций присутствуют Cu, Zn, Mo, Bi, Sn.

АГХП узлов, на площади которых локализованы крупные золоторудные месторождения (Майское и др.), характеризуются уникальными геохимическими параметрами: высокой степенью концентрации ($K_c > 50$), площадной ($P > 1000$ м²%) и удельной ($\Delta q > 0,04$ т/м/км²) продуктивностями золота.

Золото-серебряная формация отличается параметрами своих АГХП от золоторудных терригенных формаций. Геохимические поля районов имеют площадь от 4-8 тыс. км². Они приурочены к крупным блокам вулканических поясов, их размещение контролируется глубинными разломами (Главный Камчатский и др.).

Аномальные геохимические поля золото-серебряных районов представляют собой совокупность концентрически-зональных АГХП узлов, приуроченных к вулканоструктурам центрального типа. Латеральная геохимическая зональность районов проявляется в изменении состава ассоциаций элементов, фиксирующих смену типов золото-серебряного оруденения по мере выхода на поверхность более глубинных фаций разреза вулканогенного пояса и пород фундамента.

Ведущую роль в составе АГХП районов и узлов играют Au и Ag. Их основные спутники - As, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Hg, Li. Площадная продуктивность главных элементов в АГХП высокоперспективных районов (Центрально-Камчатский и др.) составляет: золото – 1000-1500 м²%, серебро – 7000-11000 м²%. МП районов: золото – 500-800 т, серебро – 2-6 тыс.т.

Золото-серебряные узлы выделяются в контуре содержаний золота $\geq 0,003$ г/т. Параметры АГХП крупных золото-серебряных узлов: площади 500 - 800 км², степень концентрации золота ($K_c = 10-20$). Продуктивности золота ($P = n \cdot 10^2$ м²%, $\Delta q = 0,02$ т/м/км²) уступают параметрам аналогичных по крупности узлов терригенных золоторудных формаций.

Характерной особенностью металлогении вулканоплутонических поясов является широкое развитие медно-порфировой рудной формации.

Геохимические поля меднорудных районов имеют размеры от 1,5 до 8 тыс. км². Они приурочены к крупным магматогенным поднятиям, сложенным габбро-монцитсиенитовыми и гранодиорит-диоритовыми интрузивными комплексами и выделяются по региональным полям золота и меди.

В состав ассоциаций АГХП входят Au, Cu, Mo, Ag, As, Pb, Zn, реже - W, Sb, Hg, Bi, Ni, Cr, Mn, Co, V. Продуктивности высокоперспективных районов: меди - $P=n \cdot 10^6$ м²%, $\Delta q > 30$ т/м/км²; золота: $P=n \cdot 10^3$ м²%, $\Delta q > 0,02$ т/м/км²; МП: меди – до 10 млн. т; золота – 100-700 т.

Рудные узлы с крупными месторождениями медно-порфировой (Песчанка, Находка) и золото-серебряной (Весеннее и др.) формаций характеризуются средними размерами АГХП: площадь - 300-500 км²; высокой степенью концентрации Au ($K_c=30-60$), невысокой - Cu ($K_c=3-5$), Mo ($K_c=2-9$), Ag ($K_c=2-4$). Площадные продуктивности меди в АГХП крупных узлов - $n \cdot 10^6$ м²%, удельные – 80 т/м/км²; золота - $n \cdot 10^2$ м²%.

Оловорудные районы и узлы выделяются в региональном геохимическом поле по основному элементу – олову. Они приурочены к областям проявления гранитоидного магматизма. АГХП оловорудных районов имеют площадь 1-3 тыс. км². Площадная продуктивность олова в АГХП высокоперспективных районов составляет 1000-3000 тыс. м²%, удельная – более 30 т/м/км², МП – 0,3-1 млн. т.

Степень концентрации олова в АГХП узлов с крупными разведанными запасами (Пыркакайский и др.) характеризуется значениями $K_c=10-20$, площадная продуктивность составляют 1-2 млн. м²%, удельная - более 300 т/м/км².

Результаты оценка МП

Параметры и характеристики геохимических моделей были использованы для оценки МП территорий в рамках работ по составлению геохимических основ в масштабе 1:1000000 к Геолкартам-1000 (3)

по листам R-58, 59, 60; Q-57, 58 (Чукотка); P-55, O-55 (Магаданская обл.); N-(56), 57, (58); M-57; O-57, 58 (Камчатка).

В составе минерагенических зон Северо-Востока РФ, сложенных терригенными комплексами наиболее широким распространением пользуется золото-кварцевая формация, подчиненное значение имеют золото-сульфидно-кварцевая и золото-мышьяковистая.

Статистический анализ параметров основных типов АГХП, свидетельствует о больших размерах, площадных и удельных продуктивностях и степени концентрации золота в узлах с золото-мышьяковистой и золото-сульфидно-кварцевой формациями по сравнению с золото-кварцевой. Средние содержания Au в АГХП узлов составляют 0,01-0,1 г/т, максимальные содержания - 0, n -г/т. На фоне широких вариаций коэффициента концентрации Au ($K_c=5-100$) элементы-спутники характеризуются невысоким уровнем накопления ($K_c=2-10$). Значения площадных продуктивностей золота в АГХП узлов - от $n \cdot 10^2$ до $n \cdot 10^3$ м²%.

Разделение АГХП по классам продуктивностей золота показало, что около 50% узлов, отнесенных к золото-сульфидно-кварцевой и золото-мышьяковистой формациям характеризуются $P > 300$ м²%, в том числе 5 (20%) - $P > 1000$ м²%.

На территории Западной и Центральной Чукотки выделяются АГХП узлов с неординарными геохимическими параметрами: очень высокой степенью концентрации ($K_c > 50$), площадной ($P > 1000$ м²%) и удельной ($\Delta q > 0,04$ т/м/км²) продуктивности золота. На площади одного из таких АГХП локализовано крупное золоторудное месторождение Майское.

Распределение узлов золото-кварцевой формации по классам продуктивностей характеризуется отчетливым максимумом в диапазоне 100 - 300 м²% золота. К этому классу относится около 30% АГХП. Из 33 АГХП, отнесенных к золото-кварцевой формации, только в двух продуктивность золота превышает 1000 м²%. На классы с более низкой продуктивностью (менее 100 м²%) в сумме приходится около 50% узлов.

Анализ геологической ситуации показывает, что все узлы с высокими продуктивностями золота локализованы в благоприятных структурно-тектонических условиях. Они приурочены к крупным поднятиям, сложенным терригенно-осадочными комплексами, вмещающими гранитоиды, и контролируются региональными глубинными разломами.

Золоторудные АГХП, имеющие уникальные параметры, приурочены к центральным частям региональных полей Au и As. Центральные части районов с крупными высокопродуктивными узлами обрамляются по периферии более мелкими АГХП с продуктивностью золота, не превышающей 300 м²%. Большая часть последних принадлежит к золото-кварцевой формации. На их площади известны и прогнозируются мелкие и средние месторождения и проявления золота.

Вторым по значимости полезным ископаемым на территории Западной и Центральной Чукотки является олово. Оловорудные АГХП выделяются в составе Чаунской, Раучуанской и Анюйской МЗ.

Основной МП олова сосредоточен в Чаунской МЗ. На ее площади выделены 2 высокоперспективных района с площадной продуктивностью олова более 3×10⁶ м²% и удельной продуктивностью 30-100 т/м² км².

В АГХП оловорудных узлов средние содержания олова варьируют от 10 до 100 г/т, максимальные содержания достигают сотен г/т. При фоновых содержаниях олова в АГХП 4 г/т значения $K_c=2,5-25$. Продуктивности олова в узлах изменяются в диапазоне от $n \cdot 10^5$ до $n \cdot 10^6$ м²%.

Анализ распределения АГХП узлов по классам продуктивностей олова свидетельствует, что 26% объектов характеризуются $P > 1,5 \times 10^6$ м²%, 35% - значениями $P = 0,5 - 1,5 \times 10^6$ м²%. На классы с низкими продуктивностями приходится 39% АГХП. Пять из шести наиболее перспективных узлов входят в состав оловорудных районов Чаунской МЗ. Все известные крупные месторождения олова (Лунное, Пыркакайское, Нагорное) расположены на площади этих АГХП.

На северо-западе Чаунской МЗ своими уникальными параметрами ($P=16 \times 10^6$ м²%, $\Delta q=500$ т/м² км²) выделяется АГХП оловорудного узла, на площади которого выявлено 17 проявлений. Он может рассматриваться как основной резерв увеличения запасов олова.

Минерагенический потенциал олова на остальной части территории существенно ниже. В региональном геохимическом поле на северо-западе Анюйской МЗ выделяется прогнозируемый оловорудный район с средним МП, в ее юго-восточной части - АГХП крупного оловорудного узла. Суммарный МП Западной и Центральной Чукотки оценен как уникальный (более 2 млн. т олова).

Металлогения Чукотского сегмента ОЧВП, Южно-Анюйской и Олойской МЗ определяется развитием комплекса полезных ископаемых, в который входят Au, Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Hg.

На прогнозно-геохимических картах по листам Q-57, 58 выделены аномалии золота и меди, соответствующие рудным районам и узлам. Комплексные АГХП этих элементов наиболее характерны для Олойской МЗ. Они приурочены к ареалам интрузий и отдельным крупным массивам габбро-сиенит-монцититового и габбро-гранодиорит-гранитового состава, с которыми ассоциируют месторождения и проявления медно-порфировой формации.

В юго-восточной части Олойской МЗ уникальными геохимическими параметрами выделяется Баимский меднорудный район. Площадь АГХП района составляет 8 тыс. км², площадная продуктивность Cu - 10 млн. м²%, Mo - 230 тыс. м²%, Au - 5,5 тыс. м²%, Ag - 7,5 тыс. м²%.

АГХП узлов медно-порфировой формации имеют относительно небольшую площадь (150-500 км²), комплексный состав (Au, Bi, As, Mn, Cu, Ag, Pb, Mo, W, Sb, Zn, Ni, Co, B). В ассоциациях ведущую роль играет Au ($K_c=5-60$), второстепенную - Cu, Ag, Mo ($K_c < 10$). Площадные продуктивности меди в АГХП узлов варьируют от $n \cdot 10^5$ до $n \cdot 10^6$ м²%, золота - от $n \cdot 10^1$ до $n \cdot 10^2$ м²%.

На площади района известны крупнейшие на Северо-Востоке РФ медно-

порфиновые месторождения Песчанка и Находка. Прогнозные ресурсы района оценены в 11 млн. т меди, 900 тыс. т молибдена, 700 т золота и 2,2 тыс. т серебра. Основная их часть приходится на Егдэгкичский узел, приуроченный к крупному габбро-монзонит-сиенитовому массиву. Аналогичными параметрами АГХП, соответствующими высокому МП ($P > 2 \times 10^6$ м²%, $\Delta q > 80$ т/м²) обладает юго-восточная часть района, где закартирован крупный Вукнейский интрузивный массив.

На площади остальной части Олойской МЗ выделено еще 16 АГХП, отнесенных к медно-порфировой формации. Их параметры ($P_{Cu} = 0,5 - 2 \times 10^6$ м²%, $\Delta q_{Cu} = 50 - 80$ т/м²) соответствуют параметрам модели АГХП средних по запасам объектов.

Полученные данные показывают, что Олойской МЗ обладает уникальным МП, который оценивается в 20 млн. т меди и более 1 тыс. т золота.

В сопряженных Южно-Анхойской МЗ и Чукотском сегменте ОЧВП выделены многочисленные АГХП узлов, в которых прогнозируется развитие золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций. Отличительной особенностью первых является присутствие в составе ассоциаций Cu и Mo, более высокие интенсивность, степень концентрации, площадная и удельная продуктивности золота и повышенное золото-серебряное отношение.

Среди выделенных АГХП узлов 37% отнесены к золото-сульфидно-кварцевой формации. Они характеризуются значениями $P > 100$ м²%, в том числе 9 – в 100-300 м²%, 1 – в классе $P > 1000$ м²%. Распределение АГХП узлов золото-серебряной формации свидетельствует о меньшем числе перспективных объектов: в классе 100-300 м²% – 3, в классе 300-1000 м²% – 2, в классе $P > 1000$ м²% – 0.

Средние содержания золота в АГХП золото-серебряных узлов составляют 0,0п г/т, максимальные содержания – 0,п г/т. Основными спутниками золота являются Ag, Pb, As, Cu, Zn, Mo. АГХП узлов имеют площадь 200 – 800 км², характеризуются невысокими степенью концентрации золота ($K_c = 3 - 20$) и интенсивностью ($\sum K_c = 10 - 100$)

по сравнению с золоторудными узлами терригенных формаций. Площадные и удельные продуктивности в АГХП золото-серебряных узлов: $P_{Au} = n \cdot 10^1 - n \cdot 10^2$ м²%, $\Delta q_{Au} = 0,001 - 0,01$ т/м²) существенно уступают аналогичным параметрам АГХП ззолоторудных формаций.

Самый крупный в Чукотском сегменте ОЧВП Кайемравеемский золото-серебряный узел с месторождением Купол имеет площадь около 600 км². В состав АГХП входят Au, Ag, As, Zn, Pb, Mo. Площадная продуктивность Au – 300 м²%.

Основной МП золота в Олойской МЗ и Чукотском сегменте ОЧВП заключен в районах и узлах, на площади которых прогнозируется медно-порфировая в ассоциации с золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций. К числу наиболее перспективных золоторудных АГХП отнесены 10 узлов, которые характеризуются высокими степенью концентрации ($K_c = 18 - 64$), площадной ($P = 350 - 1000$ м²%) и удельной ($\Delta q = 0,02 - 0,1$ т/м²) продуктивностями золота. Некоторые из них приближаются по приведенным выше геохимическим показателям к АГХП с «уникальными» параметрами, присущими рудным узлам с терригенных золоторудных формаций. Это позволяет оценивать МП золота в Олойской МЗ как один из наиболее высоких на Северо-Востоке РФ.

Литература

1. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. Л., Недра. 1991.
2. Быховер Н.А. Основные принципы и методы прогноза минеральных ресурсов. Обзор ВИЭМС, 1971.
3. Методические рекомендации по оценке и учету металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории Р₃ металлических и неметаллических полезных ископаемых. СПб, 2005.
4. Николаев Ю.Н. Критериальные геохимические модели рудных районов и узлов и их использование для прогноза оруденения. Сб. науч. ст. «Прогнозно-поисковая геохимия – современное

состояние и перспективы развития”.- М.: ИМГРЭ, 2008.

5. *Российский* металлогенический словарь. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
6. *Соловов А.П.* Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений. Вестник МГУ. Сер. Геология №2. 1978.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО АКТУОТЕКТОНИКЕ

Никонов А.А.

*Институт физики Земли РАН, Москва
(nikonov@ifz.ru)*

Как ученый-энциклопедист В.Е. Хаин, при основном внимании к подвижным поясам и общетеоретическим проблемам тектоники и геодинамики Земли, придавал серьезное значение и изучению последних этапов. Неслучайно поэтому именно В.Е. Хаину принадлежит введение понятия «актуотектоники». Платформенные области, включая и Восточно-Европейскую платформу (ВЕП), хотя и не были основными объектами его исследований, отражены в трудах В.Е. Хаина.

Как единый кратон ВЕП в современном виде заняла свою нынешнюю позицию в Северном полушарии не позже конца Mz. И именно с этого времени она, оказавшись в современной системе координат, могла подвергаться геодинамическому воздействию окружающих подвижных поясов или геодинамических систем. Таковыми с того времени стали три – Срединно-Атлантическая спрединговая система на северо-западе, Альпийско-Средиземноморская коллизийная система на юге и Уральская геодинамическая система на востоке. Все больше данных накапливается в пользу представления о том, что в течение Mz и Kz все три системы действовали непрерывно, хотя с разными усилиями во времени и пространстве (Ю.К. Щукин, В.И. Макаров, А.Ф. Грачев и др.). В хронологическом виде геодинамические представления кратко выглядят следующим образом.

Ю.К. Щукин [1988→1996→2003] – геодинамическое воздействие на ВЕП обрамляющих ее подвижных поясов Скандинавского и Альпийского в фанерозое.

В.И. Макаров [1996→2003] – геодинамическое влияние на ВЕП подвижных поясов с северо-запада и юга на новейшем этапе.

В.Е. Хаин [1995→2005→2010] – напряжения сжатия внутри ВЕП, ориентированные перпендикулярно срединному хребту в Норвежско-Гренландском бассейне за счет спрединга, и перпендикулярно фронту Альпийской складчатой системы Средиземноморья за счет коллизии в фанерозое, вплоть до современности.

Так прослеживается в пространстве и во времени развитие представлений – от идеи до концепции – о геодинамике ВЕП как объекта мощных латеральных воздействий окружающих ее подвижных поясов с разной кинематикой, но со сходными динамическими эффектами. Если сначала предполагалось воздействие в основном на краевые части платформы и в фанерозое, то теперь речь идет и об актуотектонике и о распространении латерального сжатия до внутренних частей ВЕП. В первом приближении можно полагать, что геодинамическое поле развивалось длительно и в указанный геологический интервал времени в общем однонаправлено, т.е. современное геодинамическое поле, в общем, является унаследованным.

Подтверждение и научное развитие концепции, имеющей принципиальное, выходящее за рамки теоретического, значение, лежит ныне на двух направлениях. Первое, что необходимо, – это насытить теоретические посылки фактическим материалом, в первую очередь, именно актуотектонического содержания. В понимании В.Е. Хаина актуотектоника включает «изучение современных движений [добавим – и напряжений] инструментальными методами». К последним относятся «вековые» движения земной коры (вертикальная и горизонтальная составляющие), сейсмические события и напряжения в земной коре.

Соответствующие количественные показатели и являются фактической базой построений в отношении современной геодинамики ВЕП. Пока их удается устанавливать в пределах ВЕП лишь частично – для отдельных субрегионов и временных отрезков. Речь идет об оценке в качественном и параметризованном виде динамического воздействия окружающих платформ подвижных поясов в настоящее время, в масштабе столетий – первых тысячелетий.

С научной точки зрения выделение именно такого интервала определяется для данного региона, по меньшей мере, двумя причинами. Во-первых, только около 10–5 тыс. лет назад на значительной части платформы закончилось влияние последнего ледникового покрова и последовавшей нагрузки приледниковых бассейнов, т.е. установились (восстановились) современные собственно эндогенные геодинамические условия, так сказать, «в чистом виде». Другая причина заключается в том, что примерно в тех же временных рамках мы научились определять и получили к настоящему времени массивы данных по сейсмичности и молодой тектонике в разных ее проявлениях и в меньшей степени характеристики поля напряжений. С некоторой условностью мы признаем этот позднеголоценовый этап современным. В практическом отношении значимость рассмотрения именно этого, геологически мгновенного отрезка времени очевидна.

Новое рассмотрение проблемы стало особенно актуальным теперь, поскольку появились не только новые методы и подходы, но и массивы данных, требующих обобщения по каждой группе и сопоставления групп между собой в рамках обозначенного крупного региона. Группы данных, по которым за последние десятилетия получены принципиально важные результаты, следующие:

- измерения на поверхности величин смещений и скорости движений с помощью GPS

- появление сильно пополненной и уточненной версии каталога землетрясений на территорию ВЕП и ее обрамления, а также сейсмологических материалов тонической значимости

- существенное усовершенствование знаний о голоценовых и современных (в основном вертикальных) движениях земной коры, как региональных, изгибных, так и локально-зональных разрывных (активные разломы)

- значимое пополнение сведений о современном поле напряжений в нескольких регионах, в первую очередь, по измерениям в горных выработках

В настоящее время резонно признать сейсмичность основным показателем современной геодинамики ввиду двух обстоятельств. Первое состоит в том, что параметризованные в современных терминах сейсмические наблюдения за несколько сотен лет сравнительно равномерно (кроме крайнего северо-востока) покрывают всю территорию ВЕП и прилежащие области, тогда как остальные, перечисленные выше показатели все еще имеются для ограниченных субрегионов или их участков. Второе важное обстоятельство – это появление значимо усовершенствованного каталога именно тектонических землетрясений ВЕП и ее окружения, насчитывающего свыше 150 событий вместо использовавшейся ранее версии 1977 г. с 40 событиями (Никонов, 2010).

На рис. 1 представлена карта землетрясений тектонической природы с очагами в пределах ВЕП и ее обрамления за период от XIV века до 1960 г. (доинструментальный и раннеинструментальный периоды). Зарегистрированные инструментально более поздние землетрясения естественного происхождения (без техногенных) дополняют картину, подтверждая, но не изменяя ее. При анализе каталога и карты с геодинамических позиций нами использовались следующие показатели:

- площадное распределение эпицентров по количеству толчков

- распределение событий по величине максимальной значений магнитуды и интенсивности с выделением

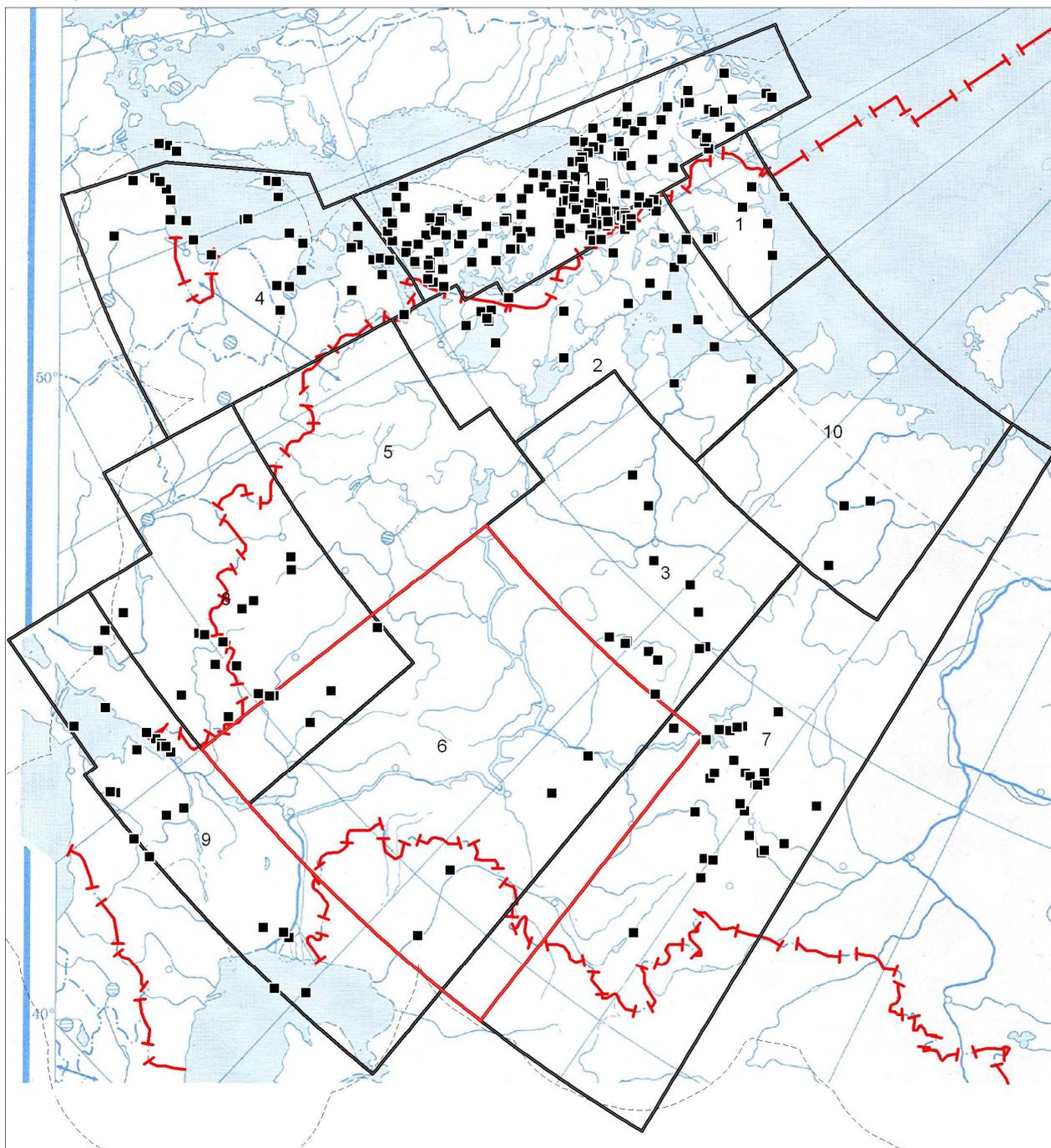


Рис. 1. Карта эпицентров тектонических землетрясений Восточно-Европейской платформы и ее ближайшего обрамления за период с XIV века по 1960 год (усовершенствованный вариант автора 2010 г.)

- геометрические характеристики поля изосейст (там, где их удавалось получить заново по макросейсмическим сведениям)
- определение в небольшом числе случаев, соотношения сейсмических параметров со структурно-геологическими, в том числе с отдельными геологически документированными разрывами

Учет всех названных показателей, а не только позиции эпицентров (как это осуществляется в большинстве исследований, к тому же без указания надежности и пределов неточности произведенных определений), позволил значительно продвинуться в познании закономерностей распределения

землетрясений на ВЕП и в понимании их в геодинамическом аспекте.

Начнем с Фенноскандинавского кристаллического щита, как самого сейсмически и геодинамически активного в пределах ВЕП субрегиона. Широко распространенные представления о гляциоизостатической обусловленности повышенной сейсмичности Фенноскандинавского кристаллического щита могут быть справедливы только применительно к его центральной части, примерно в пределах изобазы современного вертикального поднятия +3 мм/год, тогда как даже на периферии щита, а тем более, на прилегающих частях Русской плиты и в Прибалтике, они имеют чисто тектоническую природу. Это вытекает как минимум из двух групп фактов. Во-первых, внешняя граница области возникновения землетрясений вокруг Фенноскандии на юге и юго-востоке оказывается на сотни километров внутри границы максимального распространения последнего ледникового покрова, где земная кора возбуждалась появлением и снятием ледовых и последующих водных (от приледниковых бассейнов) нагрузок. Последние в пределах российской части щита и его плитного обрамления, судя по стабильности уровня моря в последние 4–5 тыс. лет, к началу этого времени перестали быть действующим геодинамическим фактором.

С другой стороны, современная граница возникновения землетрясений на большей части периферии Фенноскандинавского кристаллического щита (кроме крайнего северо-востока) не определяется и структурно-тектоническими особенностями, в том числе границей выхода на поверхность пород фундамента. Она, скорее, связана с модулем величин сжатия, передающегося от зоны спрединга в Северной Атлантике, и с переориентировкой поля напряжений уже внутри Русской плиты.

Динамическое воздействие зоны коллизии к югу от ВЕП, если судить по позиции эпицентров (очагов), распространяется внутрь платформы к северу, до Донбасса и Воронежского кристаллического массива в западной части и до Северного Прикаспия – в восточной. По GPS измерениям Северо-Западный Кавказ смещается к ВСУ со скоростью 22–27 мм/год (в глобальной референц-системе) (Галаганов и др., 2009).

Центральные части Русской плиты, включая Поволжье, где очаги тектонических землетрясений отсутствуют, или динамически не напряжены, или разнонаправленные слабые напряжения там оказываются взаимно уравновешенными.

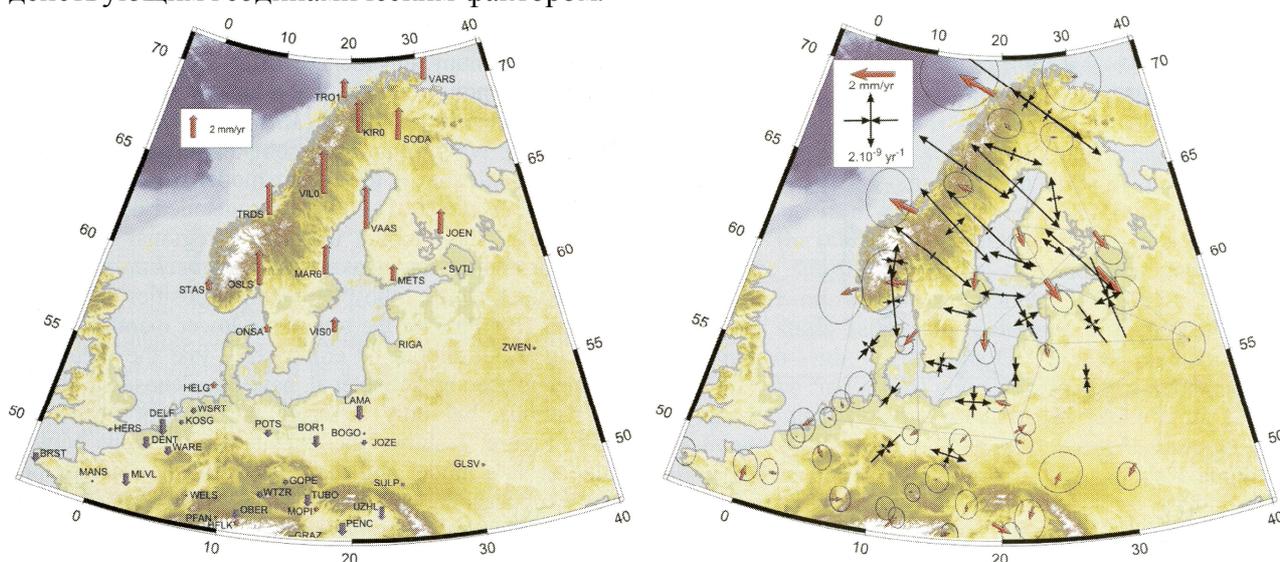


Рис. 2. Поле скоростей смещений (красные стрелки) и деформаций (черные стрелки) в Северной Европе по результатам GPS-измерений. Слева – вертикальная составляющая, справа – горизонтальная составляющая в европейской референц-системе, [по Нокье и др., 2006].

Пространственное распределение землетрясений согласно расширенному и уточненному каталогу не подтверждает представлений о существовании ни меридиональной сейсмичной зоны от Кавказа через центр ВЕП до Тимана, ни северо-восточной зоны от Карпат до Приуралья, ни зигзагообразной зоны в Поволжье. Однозначно выделяется единственная, почти непрерывная, хотя и с разной плотностью эпицентров, полоса от Беломорья (Фенноскандинавского кристаллического щита) к юго-востоку через бассейн Сев. Двины, Республику Коми к Приуралью и Среднему Уралу. Это согласуется с измерениями по GPS и данными по полям напряжений и молодой тектонике. На всем этом огромном пространстве векторы горизонтального сжатия (хотя в центре и на востоке соответствующие замеры единичны) имеют одинаковую СЗ-ЮВ направленность. На Фенноскандинавском кристаллическом щите скорости горизонтального смещения к ЮВ составляют в относительной референции 1-2 мм/год (в европейской референц-системе), при этом деформации сжатия достигают $4.5 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ в его СВ части, тогда как на ЮВ они в 3-5 раз меньше и к тому же разворачиваются с СЗ-ЮВ направления на С-Ю.

А на Урале, согласно измерениям на 7 пунктах меридиональной полосы, горизонтальные смещения имеют согласованную субширотную направленность со скоростью 20-23 мм/год в глобальной референц-системе, тогда как скорость меридиональных смещений на Урале не превышает 3-4 мм/год (Уткин и др., 2010). Это интерпретируется как горизонтальное сжатие и смещение Уфимского выступа ВЕП к востоку в внутрь сигмоиды Урала, где концентрация землетрясений наиболее плотная.

Получается, что северная часть Русской плиты зажата между сильными инденторами на СЗ и ЮВ, чем и можно объяснить отчетливую полосу эпицентров землетрясений между ними.

В геодинамическом аспекте это делает весьма вероятным вывод о непосредственном воздействии Фенноскандинавского кристаллического щита от Норвежско-Гренландского сектора зоны спрединга в Северной Атлантике через всю северную часть ВЕП вплоть до Урала. Подтверждение динамического единства намеченной полосы можно видеть в цепочках землетрясений вдоль нее в определенные годы.

Основные результаты рассмотрения отражаются следующими положениями:

1. Основные и по числу событий, и по их максимальной силе, и по общей выделенной энергии сейсмические области выделяются отчетливо: это восточная периферия Фенноскандинавского кристаллического щита в переходной полосе к ВЕП, включая прибрежную часть Прибалтики, юго-запад ВЕП (Приазовье) и прилегающая часть Скифской плиты, Средний Урал

2. К основным выделенным областям примыкают две меньшие относительно активные, а именно часть Украинского щита на юго-западе ВЕП и Предуралье. С ними, в свою очередь, соседствуют (их продолжают внутрь ВЕП) Воронежский кристаллический массив на юго-западе и Кировско-Кажимский авлакоген на востоке

3. Весь центр ВЕП (центр Европейской части России) практически свободен от тектонических землетрясений (известные – здесь единичны).

С учетом суммарной выделенной за весь период наблюдений энергии и структурных связей результаты анализа обновленных сейсмических данных практически не оставляют сомнений в непосредственном примыкании и/или тяготении сейсмических регионов к соседним геодинамически подвижным поясам. Отсутствие сейсмических проявлений на ВЕП в удалении от последних, с одной стороны, и отчетливое уменьшение числа событий, их максимальной силы и суммарной выделенной энергии от каждого из активных поясов в сторону платформы, – с

другой, все это трудно истолковать иначе, как только признав решающее геодинамическое воздействие на ВЕП со стороны каждого подвижного пояса по направлениям, примерно перпендикулярным их простираанию.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЧАСТКА КОПЫЛОВСКИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОГО РАЗРЕЗА ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ БОДАЙБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Нилов С.П., Войтенко В.Н.

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
(zerg_geology@mail.ru)*

Введение

Ленский золотоносный район – один из основных регионов РФ по добыче золота. За более чем полтора вековую историю золотодобывающей промышленности здесь добыто более 1 тыс. т драгоценного металла. Однако подавляющий объём добычи приходится на россыпное и только 1% на коренное золото. В последние десятилетия обозначилась тенденция нарастания дефицита МСБ россыпного золота и к настоящему времени остро обозначилась проблема освоения коренных месторождений.

В Ленском районе основные запасы сосредоточены в крупных месторождениях прожилково-вкрапленного золото-кварц-сульфидного типа (Чертово Кoryто, Голец Высочайший, Вернинское, Западное, Центральное, Сухой Лог) с относительно невысокими содержаниями металла. Рентабельность эксплуатации таких объектов обеспечена большими объёмами добычи, но требует крупных первоначальных капиталовложений, поэтому большинство из них до сих пор не разрабатывается.

Не смотря на то, что запасы золота месторождений жильного золото-кварцевого типа с более высокими содержаниями металла (Юбилейное, Копыловское, Урях, Догалдынская жила, Первенец) составляют менее 2% от суммарных разведанных запасов, месторождения такого типа обладают более высокими экономическими показателями [1].

В данной работе рассматривается определение регионального структурного положения и перспективы золоторудного

участка Копыловское, относящегося к жильному золото-кварцевому типу.

Определение структурного положения основано на анализе материалов по геологии района, предоставленных ООО «Копыловское» и построении геометрически непротиворечивого разреза через восточную часть Бодайбинского синклинория с использованием программы 2DMove компании Midland Valley.

Геологическое строение района

Ленский золотоносный район входит в состав Байкальской складчатой системы. Отложения позднепротерозойского времени пассивной окраины южной части Сибирской платформы имеют суммарную мощность более чем 15 км и интенсивно деформированы. Ленский район располагается в пределах Бодайбинского палеорифта, выполненный отложениями границы, склона и подножия континентального шельфа: песчано-глинистыми, карбонатными и черносланцевыми отложениями [3].

В пределах Ленского района выделяется Кропоткинский (Мараканский) синклинорий, к северной границе которого приурочены месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское, Кропоткинское антиклинальное поднятие и собственно Бодайбинский синклинорий.

В последнем преобладают терригенные толщи догалдынской, анангской и известковистые отложения илигирской свит. Терригенные и черносланцевые отложения вачской, аунакитской, хомолхинской свит и карбонатной имняхской свиты, распространены на окраинах синклинория. Границы свит довольно четко определяются по ДДЗ и цвету пород. Для свит характерно

практически двукратное изменение мощностей в пределах Бодайбинского синклиория.

Золоторудные месторождения приурочены к двум свитам (хомолхинская и вачская/аунакитская), сходным по составу и относящиеся к глинисто-карбонатно-терригенной формации. Толщи представляют собой чередование флишевого характера олигомиктовых и известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (филлитов), обогащенных углефицированным органическим веществом ($C_{орг} 0.8-4.1$) и вкрапленными сульфидами [2, 3].

Метаморфизм в Бодайбинском синклиории оценивается как зеленосланцевый (серицит-хлоритовая субфация), при интенсивной дислоцированности тонкопереслаиваемых толщ.

Механическая стратификация осадочной толщи

Одной из задач при балансировании разрезов является проблема несоответствия стратиграфических подразделений и пачек с различными механическими свойствами. Поэтому стратиграфические подразделения Бодайбинского синклиория были разбиты на отдельные пачки, разделяющиеся по механическим свойствам, в общем случае не совпадающие с границами стратиграфических подразделений.

Основание разреза слагает пачка тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов хомолхинской свиты (300-600 м); выше залегает пачка также тонкопереслаивающихся, но уже известковистых пород имняхской свиты (800-850 м). Эти пачки при деформации сминаются в подобные складки.

Пачки тонкопереслаивающихся пород перекрывают отложения аунакитской свиты, характеризующиеся кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями сланцев (1000 м). Для этой пачки будет характерно скопление вдоль границ слоев по сланцам.

Выше залегает пачка тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов вачской и анангрской свит (1600 м). Эти породы

перекрывает мощная пачка песчаников с тонкими прослоями сланцев догалдынской (1800 м) и низов илигирской свит (300 м).

Венчает разрез верхняя и средняя части илигирской свиты, представленные тонкопереслаивающимися известковистыми песчаниками и сланцами.

Таким образом, в результате определения внутренней механической неоднородности и соотношения мощностей таких подразделений в стратиграфической колонке были определены границы пачек, наиболее благоприятные для формирования разрывных нарушений, их выклинивания на глубине или сдвоения разреза в замках антиклиналей.

Результаты геометрически объективного построения разреза

Построение границ пачек отличающихся по механическим свойствам и стратиграфических подразделений производилось с учетом особенностей выделенных «механических» пачек. Истинная мощность сохранялась для пачек, характеризующихся чередованием мощных слоев компетентных (песчаников) и тонких прослоев некомпетентных (сланцев, филлитов) пород – догалдынская, аунакитская и низы илигирской свит. Границы для остальных пачек строились с сохранением осевой мощности, как у подобных складок.

В целом характер складчатых структур восточной части Бодайбинского синклиория характеризуется широкими пологими синклиналями, узкими закрытыми антиклиналями (со сдвоением разреза компетентных пород в замках) и встречными надвигами в северной части синклиория, где мощность догалдынской свиты невелика. Для южной части синклиория мощные отложения догалдынской свиты определяют концентрический вид складок и чешуйчатый характер надвигов (в том числе обратных), которые, однако, выклиниваются на глубине гораздо меньшей, чем в северной части разреза.

Структурный контроль золоторудного участка Копыловский определяется его расположением на стыке двух различных по

структурным стилям зон Бодайбинского синклинория.

Участок Копыловский, по результатам построения геометрически непротиворечивого разреза находится в лежачем крыле северо-восточного из чешуйчатых надвигов, осложняющих Успенско-Ленинскую синклиналь, на границе с антиклинальной структурой Александровского прииска. Такое пограничное расположение надвига позволяет прогнозировать его более глубокое заложение, в отличие от более юго-западных надвигов и возможность рассмотрения его как рудоподводящего канала. Расположение участка в толщах догалдынской свиты определяет его жильный характер оруденения, а надвиговой характер разрывного нарушения пологое залегание жильных тел до подошвы догалдынской свиты.

Литература

1. *Беневольский В.И.* Золото России. М.: ООО «Геоинформмарк», 2002.- 462 р.
2. *Вихтер Б.Я.* Золото-мышьяково-сульфидные месторождения терригенных комплексов складчато-орогенных областей. – М.: 2009, 108 с.
3. *Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia // *Economic Geology*, 2007, v. 102, pp. 1233-1267.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО И ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Носова А.А.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия (nosova@igem.ru)

Введение

Существование эпох кимберлитового (и лампроитового) магматизма, разделенных длительными временными промежутками, в течение которых проявления этого магматизма практически отсутствовали, уже давно не вызывает сомнений. Временная дискретность кимберлитового магматизма статистически убедительно показана на основе валидных датировок как для отдельных континентов [Heaman et al., 2004], так и для Мира в целом [Haggerty, 1999, Condie, 2002]. Активно обсуждается также связь между эпохами кимберлитового магматизма и суперконтинентальными циклами [Jelsma et al., 2009]. Было установлено [Heaman et al., 2004], что периоды отсутствия кимберлитового магматизма, совпадают со временем стабильного состояния суперконтинентов, тогда как проявления этого магматизма приурочены ко времени амальгамации и распада суперконтинентов.

В пределах северной части Восточно-Европейской платформы (ВВП) известны проявления кимберлитового и лампроитового магматизма шести возрастных уровней: двух позднепалеопротерозойских (кимберлиты проявления Кимозера; лампроиты и лампрофиры Порьей Губы и Приладожья), мезопротерозойского (лампроиты Костомукши-Лентиеры-Кухмо), двух неопротерозойских (кимберлиты Куусамо и Каави-Куопио) и девонские кимберлиты Архангельской провинции. В докладе рассматривается их геотектоническая позиция в суперконтинентальных циклах.

Суперконтинентальный цикл охватывает период объединения отдельных континентальных плит в общую континентальную массу, ее последующий распад и расхождение плит; продолжительность цикла оценивается в 400-600 млн. лет [Condie, 2001]. Для

протерозоя палеомагнитные исследования позволяют реставрировать три суперконтинентальных цикла, определявшихся последовательным существованием в эту эпоху трех объединений континентальных масс – суперконтинентов [Pesonen et al., 2003]. После распада около 2.45–2.00 млрд. лет назад неоархейского суперконтинента Кенории в конце палеопротерозоя (1.83–1.77 млрд. лет назад) формируется суперконтинент Колумбия, существовавший в мезопротерозое и распавшийся, вероятно, около 1.25 млрд. лет назад. Его сменил неопротерозойский суперконтинент Родиния, объединивший континентальные массы около 1.00-1.10 млрд. лет назад. Окончательный распад этого суперконтинента произошел перед началом палеозоя, около 500 млн. лет назад [Meert, Torsvik, 2003].

Суперконтинент палеопротерозойские Кимозера

Кимберлиты Кимозера, наиболее вероятно, формировались 1986±4 млн. лет назад (U-Pb датировка методом TIMS мантийных цирконов из кимберлитов, [Самсонов и др., 2009].

Карельский кратон в составе Кенории, как предполагают, был объединен с североамериканскими кратонами Сьюперитор, Вайоминг и Хирн. На то, что северные (в современных координатах) континентальные блоки сохраняли свое единство вплоть до 2.0-2.1 млрд. лет назад, указывают как палеомагнитные данные [Лубнина, 2009], так и широкое распространение однотипных осадочных последовательностей, включающих карбонатные (доломитовые) толщи, отличающиеся специфическим тяжелым изотопным составом углерода (экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов до +18‰, [Melezhik,

Кенория: кимберлиты

Fallick, 1996]. Карбонатные толщи сменяются обогащенными углеродом сланцами с очень низкими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (до -45% , [Karhu, 1993], имеющими возраст 2.2–2.06 млрд. лет, в поздне-палеопротерозойских разрезах Карельского, Кольского и североамериканских кратонов [Bekker, 2003]. Осадконакопление сменяется масштабным базитовым магматизмом, который в Карельском кратоне выражен крупной провинцией траппового типа, включающей силлы, дайки и покровы субщелочных и толеитовых базальтов Онежской структуры, Печенги и их аналогов. Наиболее надежные изотопные датировки указывают на формирование этой провинции около 2.0 млрд. лет назад [Puchtel et al., 1998]. Базитовый магматизм маркирует финальный распад суперконтинента Кенории, который приходится на период 2.0–2.11 млрд. лет назад [Aspler, Chiarenzelli, 1998]. Подтверждением именно этого возраста событий окончательного распада Кенории в пределах Карельского кратона служат: присутствие офиолитовых (Оутукумпу, Йормуа) и энсиматических островодужных (Киттеля) комплексов с возрастом 1.97–1.95 млрд. лет [Kontinen, 1987], указывающих, что растяжение привело к разрыву континентальной литосферы и открытию океанических (back-arc) бассейнов; присутствие детритовых цирконов с возрастом 1.95–2.0 млрд. лет, свидетельствующих о начале корообразующих процессов [Lantinen et al., 2002].

Таким образом, формирование кимберлитов Кимозера сопряжено со становлением крупной трапповой провинции, маркирующей пассивную окраину Кенории.

Суперконтинент Колумбия: палеопротерозойские лампроиты и лампрофиры Порьей Губы и Приладожья

После распада Кенории в ходе свекофенской орогении (и ее возрастных аналогов) был сформирован суперконтинент Колумбия. Именно в ходе

этих процессов были объединены архейские домены Волго-Уралии, Сарматии и, несколько позже, Балтии, ныне слагающие ВЕП [Bogdanova et al., 1996]. В раннем мезопротерозое эти континентальные домены находились в восточной (в современных координатах) части Колумбии и представляли единое целое с блоками Лаврентии, Амазонии, и, возможно, Сибири [Pesonen et al., 2003, Богданова, 2007].

В самом конце палеопротерозоя щелочно-ультрабазитовый магматизм фиксируется в Лапландско-Кольском орогене, где он представлен лампрофирами Южной Печенги (1711 ± 12 млн. лет, [Скуфьин, Баянова, 1999] и лампроитами Порьей Губы с возрастом 1710–1720 млн. лет [Скуфьин, Баянова, 1999, Никитина и др., 1999], а также в свекофенском орогене, где он проявился лампрофирами Приладожья с возрастом около 1750 млн. лет [Konovalova et al., 2000].

Слабо выраженный в верхней коре (система региональных сдвиговых зон), рубеж эндогенной активности 1.7 млрд. лет ярко проявлен в нижних горизонтах коры Лапландско-Кольского и Свекофенского орогенов, о чем свидетельствуют нижнекоровые ксенолиты из вендских и палеозойских кимберлитов и лампрофиров. Для них характерны гранулитовые цирконы с возрастными 1.71–1.75 млрд. лет [Peltonen et al., 2006; Неймарк и др., 1993; Downes et al., 2002; Ветрин и др., 2009]. Геодинамическая природа тектоно-термального события около 1700 млн. лет интерпретируется как возраст завершающих стадий свекофенской коллизии [Ларионова и др., 2007] либо коллизии доменов Сарматии-Волго-Уралии и Фенноскандии около 1.7 млрд. лет назад [Bogdanova et al., 2008].

Таким образом, формирование глубинных расплавов лампроитового-лампрофирового типа в орогенном обрамлении Карельского кратона сопряжено с финальными стадиями амальгамации суперконтинента Колумбии.

Суперконтинент Колумбия:
мезопротерозойские лампроиты
Костомукши-Лентиры-Кухмо

Рифтогенные процессы, знаменующие начало распада Колумбии, начинают отчетливо фиксироваться на ВЕП около 1.4 млрд. лет назад. Их подробный обзор дан в работе [Bogdanova et al., 2008]. Максимум рифтогенеза приходится на поздний мезопротерозой (1270-1230 млн. лет), когда формируются силлы и дайки Центрально-Скандинавской группы. В это же время (около 1230-1200 млн. лет назад, [Беляцкий и др., 1997; O'Brien et al., 2007] на западе Карельского кратона произошло внедрение лампроитов. Несколько позже внутриплитная магматическая активность фиксируется уже только в Кольском кратоне, где установлены дайки долеритов с возрастными около 1170 млн. лет назад [Арзамасцев и др., 2009]. Однако имеются многочисленные данные о том, что в изотопных системах цирконов из расслоенных базитовых интрузивов с возрастом 2.43-2.45 млрд. лет, как в северо-западной части Карельского кратона (Лукулуйсваара Ципринга), так и в его юго-восточной части (Бураковка), фиксируются нижние пересечения на U-Pb конкордиях около 1.2 млрд. лет [Amelin et al., 1995]. Такая же особенность U-Pb системы, фиксирующая ее нарушение около 1,2 млрд. лет назад, установлена и для цирконов из НТ гранулитов западной части кратона (Вок-Наволоцкий блок, [Самсонов и др., 2001]). Кроме того, Rb-Sr изотопная система иллитов-смектитов из рифейских песчаников Восточного Приладожья фиксирует установление равновесия 1225 млн. лет назад [Андреева и др., 2006]. Совокупность этих данных указывает на то, что термальное событие около 1.2 млрд. лет назад захватило весь кратон, и его литосфера испытывала плавление и метасоматоз на различных уровнях глубинности.

Природа этого события остается предметом дискуссий: его связывают с воздействием крупного плюма [Elming, Mattsson, 2001], долгоживущей горячей точкой [Söderlund et al., 2006] либо

рассматривают как пассивный рифтинг вдоль протяженной области сочленения ВЕП с Лаврентией [Gorbatshev et al., 1987]. Эти дивергентные процессы привели к частичной фрагментации суперконтинента, сохранив, однако, пространственную близость ВЕП с Лаврентией, Амазонией и Сибирью [Condie, 2002].

Таким образом, время проявления лампроитового магматизма ВЕП синхронно финальным стадиям распада мезопротерозойского суперконтинента Колумбия.

Суперконтинент Родиния:
неопротерозойские кимберлиты
Восточной Финляндии (Куусамо, Каави, Куопио)

Гренвильская орогения (1.0-0.9 млрд. лет назад) сформировала неопротерозойский суперконтинент Родинию, в составе которого ВЕП в общем сохранила прежнюю (мезопротерозойскую) позицию относительно Лаврентии и Амазонии [Meert, Torsvik, 2003]. Гренвильские (свеконорвежские) орогенные комплексы известны только на крайнем западе ВЕП. В восточной части свеконорвежского орогена, в интервале 0,95-0,94 млрд. лет назад, формировался долеритовый дайковый рой Доларны, который, вероятно, фиксирует посторогенное растяжение [Bogdanova et al., 2008]. Неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕП маркировал пассивные окраины Балтики и был связан с распадом суперконтинента Родинии, инициированным масштабной плюмовой активностью ([Li et al., 2001] и др.). Проявления магматической активности, соответствующей раннему этапу распада Родинии (700-800 млн. лет назад) на ВЕП единичны. Датировка кимберлитовых проявлений Куусамо в Восточной Финляндии в 757 ± 2 млн. лет, [O'Brien, Bradley, 2008]) может быть условно сопоставлена только со временем проявления лампрофиров Среднего Тимана (826 млн. лет, [Макеев и др., 2009]).

Около 670 млн. лет назад фиксируется резкий рост магматической активности.

Кимберлитовые проявления Каави и Куопио на западе Карельского кратона синхронизируются с формированием многочисленных крупных магматических провинций, в том числе и обширной неопротерозойской провинции щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма, охватывающей север ВЕП, север Канады и Скандинавии. Кимберлиты, связанные с этой провинцией, известны в пределах Востока Канады (проявления Торнгэтс, Отиш, 630-550 млн. лет) и Западной Гренландии (проявления Maniitsoq 564 млн. лет, Sarfartoq, около 600 млн. лет и др., [Jensen et al., 2002]). Кимберлитовые проявления сопровождаются развитием даек, силлов и покровов ультраосновных лампрофиров, иногда содержащих микроалмазы (550 млн. лет, [Digonnet et al., 2000]). В северо-восточной части Карельского кратона в этот период происходили излияния базальтов (670 млн. лет, [Носова и др., 2008]) и внедрение лампрофиров (570 млн. лет, [Щукин и др., 2002]).

Неопротерозойские крупные магматические провинции фиксируют формирование пассивных окраин в ходе распада суперконтинента Родинии [(Condie, 2003] и геотектоническое положение поздне-неопротерозойских проявлений кимберлитов Восточной Финляндии отвечает именно этому событию.

Суперконтинент Пангея: палеозойские кимберлиты Архангельской провинции

В течение первой половины палеозоя во время формирования суперконтинента Пангеи, развитие ВЕП характеризуется активными субдукционными и коллизионными событиями на ее окраинах. Северная часть ВЕП в девоне была окружена коллизионными зонами как на северо-западе, так и на северо-востоке. На западе каледонская коллизия Балтики и Лаврентии, в результате закрытия океана Япетус, происходила в период 430–390 млн. лет [Gee et al., 2008] и быстро (в раннем девоне) сменилась стадией растяжения (распада орогена), которая продолжалась до позднего девона [Rey et al., 1997]. Однако

данные изотопного датирования высокобарного метаморфизма в северо-восточной Гренландии (Sm-Nd минеральные изохроны для эклогитов и U-Pb возраста цирконов из них) показывают, что коллизионные события продолжались до более позднего времени, в течение 410–360 млн. лет [Gilotti et al., 2003]. На востоке полное закрытие Палеоуральского океана и коллизия типа «континент-континент», когда в соприкосновение пришли Восточно-Европейская и Казахстанско-Киргизская континентальные плиты, произошло несколько позднее, в период 280–250 млн. лет назад. В позднем девоне им предшествовали активные субдукционные процессы, поглощавшие кору Палеоуральского океана и приводившие к аккреции островных дуг, в том числе и к восточной окраине ВЕП. В частности, аккреция Тагильской и Ирландской дуг к континенту предполагается [Мизенс, Свяжина, 2007] в эйфеле (390–380 млн. лет), а во второй половине франского века, около 370 млн. лет назад, имело место приращение Магнитогорской дуги к ВЕП [Матвеева и др., 2008].

В это время (410–362 млн. лет назад, [Арзамасцев и др., 2009; Downes et al., 2004]) на севере ВЕП формируется Кольская щелочная провинция, а также кимберлиты Архангельской провинции. Их причиной могло послужить событие плюмовой природы, инициированное массивным погружением слэбов вдоль северной и восточной (уральской) окраин ВЕП в ходе формирования суперконтинента Пангеи.

Заключение

Недавний геотектонический анализ кимберлитового магматизма Южной Африки [Jelsma et al., 2009] позволил показать, что кимберлиты в суперконтинентальном цикле появляются в геотектонических обстановках трех типов (по крайней мере, для циклов Родинии и Пангеи): а) рост суперконтинента; б) инициальный рифтинг, обозначающий начало распада суперконтинента; в) перестройки в движении литосферных плит на поздних стадиях распада

суперконтинента. В первом случае предполагается связь кимберлитового магматизма с процессами растяжения литосферы в ходе распада орогенов, во втором он ассоциирует с континентальными крупными магматическими провинциями, становление которых предшествует расколу континентальной литосферы, а в третьем – связан с реорганизацией (изменением направления и скорости движения) плит в ходе распада суперконтинента.

Рассмотренная нами геотектоническая позиция кимберлитов севера ВЕП в общем согласуется с приведенной выше схемой, разработанной на основе кимберлитов Южной Африки [Jelsma et al., 2009]. Для большинства докембрийских кимберлитов и лампроитов севера ВЕП реализуются случаи «б» и «в», т.е. они синхронны распаду суперконтинента.

Анализ геотектонической позиции кимберлитового и лампроитового магматизма севера ВЕП показывает, что их проявления приурочены к обстановкам, в которых доминируют процессы распада суперконтинентов.

Палеопротерозойские кимберлиты Кимозера формируются в составе крупной магматической провинции, непосредственно перед расколом континентальной массы. Мезопротерозойские лампроиты Костомукши–Кухмо–Лентиеры синхронны прерванному, незавершенному рифтингу, поскольку раскола континентальной литосферы ВЕП за ним не последовало.

Неопротерозойские кимберлиты Куусамо маркируют самые ранние, инициальные стадии рифтинга восточной Родинии, а неопротерозойские кимберлиты Каави и Куопио формируются в ходе развития пассивной окраины океана Япетус.

Меньшая часть проявлений рассматриваемого магматизма соответствует случаю «а». На севере ВЕП проявился щелочно-ультрабазитовый магматизм, синхронный процессам объединения континентов: в самом конце протерозоя, в ходе формирования Колумбии (лампроиты и лампрофиры) и собственно кимберлитовый в девоне, в ходе

формирования Пангеи. Кимберлитовые проявления последнего этапа содержат промышленные концентрации алмазов, в отличие от всех предшествующих докембрийских проявлений.

Выводы

Кимберлитовый магматизм в ходе распада суперконтинента может проявляться как на инициальных, так и на кульминационных и завершающих стадиях, (соответственно в обстановках инициального, прерванного рифтинга и перехода к началу спрединга), а также в ходе развития сформировавшейся при открытии океана пассивной окраины.

Все докембрийские кимберлиты и лампроиты севера ВЕП, сформированные в обстановке распада суперконтинентов, относятся к непромышленно-алмазоносным.

Экономически значимые концентрации алмазов содержат девонские кимберлиты, сформированные в принципиально иной геотектонической обстановке. На севере ВЕП продуктивным в отношении алмазных месторождений оказался кимберлитовый магматизм, синхронный процессам амальгамации суперконтинента.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00901.

ВАРИАЦИИ ПАРАМАГНИТНЫХ МЕТОК ПО РАЗРЕЗУ УРЖУМСКОГО ЯРУСА**Нурғалиева Н.Г., Габдрахманов Р.Р., Хасанова Н.М.***Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Казань, Россия
(nouria.nourgalieva@ksu.ru)***Введение**

Уржумские отложения слагают верхнюю часть Биармийского отдела перми. Они вскрываются в ряде обнажений на р.р. Вятка, Волга, Кама и содержат литолого-стратиграфическую летопись многих интересных геологических процессов, связанных с движением фаций, изменением палеоклимата и т.п.

В настоящей работе представлены новые данные ЭПР-спектроскопии по одному из опорных волжских обнажений (разрез Черемушка), служащие для дальнейшего выявления региональных черт в обстановках осадконакопления в начале татарского века.

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза Черемушка

Разрез уржумских отложений, вскрывающийся в овраге Черемушка, является опорным для всей обширной территории Среднего Поволжья [1].

В разрезе на неровной размытой поверхности светло-серых доломитов «переходной» пачки казанского яруса, снизу вверх залегают сулицкая и ишеевская свиты. Граница между сулицкой и ишеевской свитами проводится на биостратиграфической основе по подошве пачки «зеленых глин» по первому появлению неморских двустворок в уржумском ярусе оврага Черемушка [1].

Характеристика актуальных парамагнитных меток пород разреза Черемушки.

В настоящей работе выявлены следующие актуальные парамагнитные метки пород разреза Черемушка: ионы Mn^{2+} в карбонатах; ионы Fe^{3+} в карбонатах и терригенной части; ион-радикалы SO_2^- , SO_3^- , CO_3^{3-} в карбонатах; радиационные E'

– центры, обусловленные терригенной и вулканогенной компонентой.

Ионы Mn^{2+} (23°C) в карбонатной породе. В истертом образце известняка в диапазоне магнитного поля 2850-3750 Гс на частоте $\nu=9.2$ ГГц наблюдается спектр ЭПР Mn^{2+} в кальците, состоящий из шести интенсивных линий сверхтонкой структуры ($I=5/2$) электронного спинового перехода ($-1/2 \rightarrow 1/2$). Этот спектр усложнен присутствием большого количества менее интенсивных линий остальных электронных и ядерных спиновых переходов.

В доломитах наблюдается более сложный спектр ЭПР Mn^{2+} за счет суперпозиции двух спектров Mn^{2+} в позициях Ca^{2+} и Mg^{2+} и большей анизотропии спектра Mn^{2+} в позиции Mg^{2+} . Мерой относительной заселенности позиций Ca^{2+} (I_2) и Mg^{2+} (I_1) примесными ионами Mn^{2+} в доломите является отношение $\alpha=15 \cdot I_1 / I_2$.

Для измерения общей концентрации Mn^{2+} в карбонатной части породы использовалась первая слабополевая линия секстета сверхтонкой структуры I_{Mn} , поскольку в этой области наблюдаются только сигналы Mn^{2+} от кальцита и доломита и отсутствуют линии спектров от других парамагнитных центров. Измерение проводится по площади линий поглощения S_{Mn} (двойное интегрирование линии первой производной сигнала ЭПР) или по величине интенсивности I_{Mn} . Мерой концентрации ионов Mn^{2+} в карбонатной части является величина: $K_{Mn} = S_{Mn} / (P_{обр} \cdot S_{эт})$, где $P_{обр}$ - масса изучаемой навески горной породы, $S_{эт}$ - площадь линии поглощения ЭПР эталона (Cr^{3+} в Al_2O_3).

Ионы Fe^{3+} (23°C) в породе регистрируются в виде характерных линий спектра ионов Fe^{3+} в карбонатной части порошка в диапазоне 410-630 Гс для кальцита. В диапазоне 1300-1600 Гс

регистрируется Fe^{3+} в SiO_2 в терригенных породах.

Наличие сигнала ЭПР эталонного вещества Cr^{3+} в Al_2O_3 в слабополевой области магнитного поля позволяет оценивать концентрацию ионов железа. В качестве меры концентрации ионов Fe^{3+} в кальцитовой и доломитовой части породы выбрана величина (в относительных единицах): $K_{Fe} = I_{Fe} / (P_{обр} \cdot I_{эт})$, где I_{Fe} - интенсивность ЭПР ионов Fe^{3+} , $P_{обр}$ - масса изучаемого порошка образца, $I_{эт}$ - интенсивность сигнала ЭПР эталонного вещества (Cr^{3+} в Al_2O_3).

Наряду со спектрами примесных ионов Mn^{2+} , Fe^{3+} в карбонатной части горной породы наблюдаются при комнатной температуре спектры ЭПР ион-радикалов - SO_2^- , SO_3^- , CO_3^{3-} - радикалы, изoeлектронные с SO_3^- . Эти спектры используются для оценки гидрохимического режима кристаллизации карбонатных отложений.

Одним из радиационных центров фиксирующих наличие в породе минералов группы кварца является E' - центр ($g=2.0005$), обусловленный как терригенной, так и вулканогенной компонентной первичных осадочных толщ, приводящих к аномальному изменению спектров термоактивированных пород.

Вариации парамагнитных меток по разрезу

Сулицкая свита накапливалась преимущественно в условиях повышенной магнезиальности и солености в эвапоритовой обстановке (по высоким значениям α и сульфат-радикалов). Ишеевская свита накапливалась в условиях усиления влияния сноса терригенного материала (на это указывают E' - центры в кварце, Fe^{3+} в кластике и карбонатах), при этом в бассейне сохраняется высокая соленость (сульфат - радикалы). Усиление влияния суши в ишеевское время подчеркивается повышением содержания Mn^{2+} .

Полученные результаты хорошо согласуются с данными по вариациям отношения Sr/Ba [1], увеличение которого

указывает на повышение солености бассейна осадконакопления.

Сильно выраженный эвапоритовый режим в сулицкое время объясняет бедность палеонтологических остатков в соответствующих отложениях. Характерной особенностью является отсутствие остракод [1]. В ишеевское время этот режим ослаб, комплекс остракод насчитывает уже около 30 видов, относящихся к 6 родам [1].

Представленные данные подтверждают, что начало уржумского века характеризовалось значительной аридизацией климата востока Восточно-Европейской платформы. Этот процесс сопровождался локализацией реликтовых казанских морских бассейнов в раннеуржумское время и их слиянием в аномально соленый уржумский бассейн, отличавшийся небольшими глубинами и повышенной соленостью.

Полученные данные хорошо согласуются с вариациями изменений парамагнитных меток в уржумских отложениях, обнажающихся на р. Вятка [2], где установлены значения показателей Mn^{2+} и SO_3^- примерно одного порядка. Однако значения метки Mn^{2+} существенно меньше в уржумских отложениях, чем в верхнеказанских и, особенно, в татарских отложениях. Это указывает на то, что эвапоритовый режим в уржумское время был наиболее сильным по сравнению с концом казанского века и началом татарского времени. Однако следует отметить, что гидрохимический режим уржумского века более сходен с режимом казанского века, нежели с режимом татарской эпохи. В течение последнего интервала фактор привноса терригенного материала, который уже обозначался в ишеевское время (рис.1 - метки Mn^{2+} , Fe^{3+}), приобрел более мощное влияние на бассейн седиментации.

В целом, результаты ЭПР спектроскопии уржумских отложений по опорному разрезу Черемушки подтвердили последние представления о региональной литолого-геохимической эволюции территории Поволжья в течение уржумского века. Эта эволюция в основном сохранила тенденции казанского века

(действительно подтверждается обоснованность объединения казанского и уржумского ярусов в единый Биармийский отдел), но и начинает нести в себе (ишеевская свита) черты тенденций татарской эпохи. Более детальное изучение парамагнитных меток в перспективе позволит перейти к вопросам их связи с пирокластическими реперами (событийная стратиграфия) и систематикой цикличности.

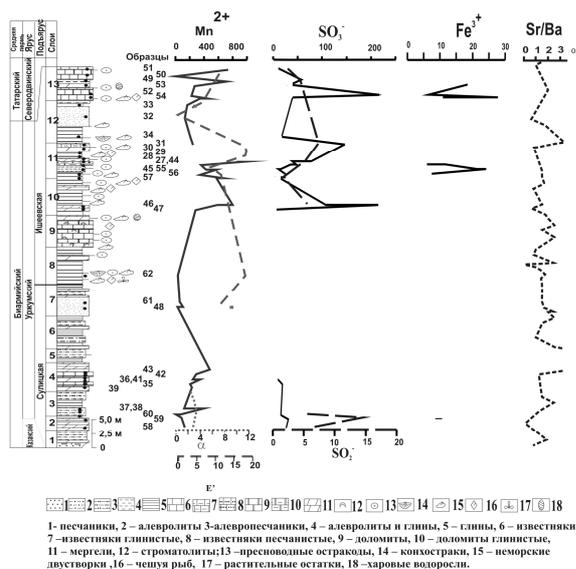


Рис. 1. Вариации парамагнитных меток по разрезу уржумских отложений(разрез Черемушка).

Литература

1. Геология Приказанского района. Путеводитель /Научн. ред. Шевелев А.И. – Казань: «Новое знание», 2007. - 208 с.
2. Нургалеева Н.Г., Галеев А.А. Исследование пород методом ЭПР /В кн.: Стратотипический разрез татарского яруса на реке Вятке. – М.: ГЕОС, 2001. С.56-68.

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА - НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Обухов А.Н., Обухова М.А.

ОАО «Газпром нефть», Москва, Россия (obukhov.an@gazprom-neft.ru)

ООО «ГеоПрайм», Москва, Россия (mobukhova@integra.ru)

Введение

Современная тектоника в качестве основной структурообразующей силы молчаливо предполагает движение плит. Однако ясно, что гравитация, заставляющая течь ледники, столь же эффективно работает и с верхней корой. Наличие в верхних оболочках Земли многочисленных реологических разделов (в глинах, солях, на границах формаций, фундамента, метаморфитов, офиолитов и т.п.) предопределяет массивное течение верхних зон коры. В конце концов, шарообразность планет порождена гравитацией, и весь лик их поверхности определяется перераспределением вещества под воздействием силы тяжести. А это значит, что формирование осадочных бассейнов не только седиментологически но и тектонически определяется гравитацией. Пониманию эволюции осадочных бассейнов способствовали масштабные сейсмические исследования, проводящиеся по всему миру в связи с поисками углеводородов, которые поставили такое количество новой информации, что возникла необходимость изменения основных принципов геологического анализа. Мы сейчас хорошо понимаем, что бассейн не чаша, а фрактально организованная клиноформа (мегаклиноформа). Стала ясной важная роль реологических свойств осадочных бассейнов: то, что наблюдалось в глубоких шахтах, теперь отображается и на сейсмопрофилях. Осадочные бассейны «текут», и хорошо прослеживается связь этого течения с флюидами. И, наконец, тектоника осадочных бассейнов вероятнее всего порождается этим гравитационным течением.

Гравитационная геодинамика

Геодинамические исследования лишь тогда могут быть вполне достоверными,

когда они опираются на площадные сейсмические данные, покрывающие изучаемый регион таким образом, чтобы в поле анализа попадал весь деформируемый геоблок. В качестве теоретической модели предложена гравитационная геодинамика (Обухов, 1997) [8], которая представляет новый способ тектонической интерпретации эволюции осадочных бассейнов, основанный на реологическом течении верхних оболочек Земли под воздействием силы тяжести. При этом получается, что в истории нашей планеты преобладало региональное растяжение. Под воздействием гравитации пластины верхней части земной коры, осадочные бассейны и отдельные формации внутри них перемещаются по реологическим экранам с активным участием флюидодинамики в прилегающие рифтовые понижения. Планетарные зоны спрединга развиты не только в океанах, но и на преобладающих площадях континентов. Поверхность земной коры представляет собой пакеты чешуйчато расположенных пластин, непрерывно перемещающихся (но, разумеется, с разной скоростью, обычно изменяющейся от 1 до 5, реже 10 см./год) по реологическим разделам в сторону региональных понижений - океанических котловин и рифтовых поясов. В целом верхняя кора ведет себя как своеобразный "каменный ледник", сползающий по хрупко-вязкому и другим реологическим поверхностям внутри коры и осадочно-метаморфического слоя. Найти породы со структурами течения (флюидалной текстурой) можно практически везде, где древние породы выходят на поверхность. Значит, существует факт - верхняя хрупкая кора расположена на подвижном «полужидком» основании. Действительно такая физическая граница хорошо известна и называется она хрупко-вязким разделом (С.Н.Иванов,[4]) или верхним Конрадом

(Н.И.Павленкова, [9]). Эта граница во многом определяется геотермическим градиентом и зависит от состава пород как над, так и под ней и потому она принципиально неровная. Особенно значителен наклон этой скользкой поверхности на границах континентов. Далее все происходит автоматически. Ведь понятно, что хрупко-вязкий раздел сопровождается и разнообразными флюидными эффектами, потому его еще называют переходной гидродинамической зоной [9]. Таким образом, оказывается, что пластины верхней коры располагаются на наклонной скользкой, интенсивно насыщенной флюидами поверхности. В условиях обычного для Земли микросейсмического фона, мощных приливных и ротационных воздействий, “текучесть” верхней коры становится неизбежной.

Поскольку масштабы горизонтальных срывов верхних частей земной коры весьма значительны, столь же широко распространены и последствия массивованного горизонтального срыва коровых пластин. Это толщи метаморфических образований с их характерной структурой течения. Таким образом, верхняя часть земной коры (12+/-5 км.) в масштабах геологического времени представляет собой полужидкую селевидную массу, легко устремляющуюся вниз по малейшему региональному уклону, перемещающую на себе, разрывающую и сминающую осадочные бассейны. Удаление пластины осадочных пород толщиной 5-10 км означает, что вес коры здесь уменьшается на 10-20%, что компенсируется изостатическим поднятием. Таким образом, в тылу этого гигантского аллохтона обнажается и изостатически всплывает расчешуенное метаморфическое и/или кристаллическое основание и часто развивается гранитоидный магматизм, а в зонах срывов – базальтовые дайки и серпентинитовые меланжи, а в самом активном типе –офиолитовые пояса [8].

Гравитационная геодинамика – это прежде всего тектоника осадочных бассейнов. Характерной их особенностью является направленная миграция структурно-формационных комплексов внутри них, что

составляет правило постоянства масштаба прогибания бассейна или постоянства суммарной мощности осадочного чехла [7]. Если прогибание бассейна закончится вхождением его ложа в зону хрупко-вязкого раздела (на глубине 12+/-5 км.) начинаются гравитационно-геодинамические явления, которые, в конце концов, приведут к инверсии бассейна, его разрыву и обязательно к смещению депоцентров осадконакопления. Поэтому в целом осадочные бассейны направлены перемещаются по поверхности планеты. Наиболее яркие примеры гравитационно-геодинамических явлений можно наблюдать на континентальной окраине (рис. 1).

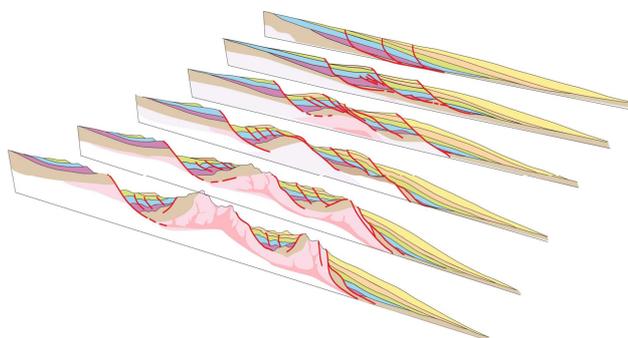


Рис. 1. Гравитационно-геодинамическая модель разрыва осадочных бассейнов.

Флюидодинамика является одним из важнейших факторов, определяющих масштабы гравитационно-геодинамических процессов, а также рудогенез и нефтегазообразование. Таким образом, тектоника и складчатость осадочных бассейнов порождается гравитационным течением. Рассмотрим это на примере.

Азово-Черноморский регион

Азово-Черноморский регион, центр которого приходится на Таманский полуостров, является ключом к пониманию причин формирования горных систем Крыма и Западного Кавказа. В его пределах располагается депоцентр кайнозойского (майкопского) прогибания. В этом районе сходятся Индоло-Кубанский, Сорокинский и Туапсинский прогибы, которые являются частями некогда единой огромной дельтовой и авандельтовой осадочной депрессии [6], разорванной и расчлененной в ходе в основном позднеплиоцен-четвертичного импульса

горизонтальных гравитационно-геодинамических движений (рис.2). В целом вся южная окраина Восточно-Европейского кратона представляется зоной интенсивного растяжения, вызванного срывом и сползанием верхней коры и осадочного чехла в активную рифтовую зону, проходящую через глубоководные котловины Черного и южной части Каспийского морей.

Индо-Кубанский и Черноморский осадочные бассейны вокруг этого орогена хорошо изучены современной сейсморазведкой [1,3,10,11,12], и вся геодинамика региона буквально записана в их чехле. В 2000-2010 гг. российские компании провели на глубоководной акватории масштабные геологоразведочные работы северо-востока Черного моря. Были проведены новые сейсмические работы 2D и 3D, магнитометрические, геохимические, инженерно-геологические исследования и полевые геологические исследования на прилегающей суше [1, 3, 11]. По результатам проведенного сейсмогеологического анализа основная структура Западного Кавказа – субширотная система листрических сбросов с юго-западным падением, рассеченная поперечными сбросо-сдвигами. Иными словами, **горная зона Западного Кавказа представляет собой древний континентальный склон** и обширную тектонически денудированную зону, с которой происходил гравитационный срыв неогенового чехла вследствие сползания, что хорошо видно по профилям через Туапсинский прогиб (Рис. 2,3).

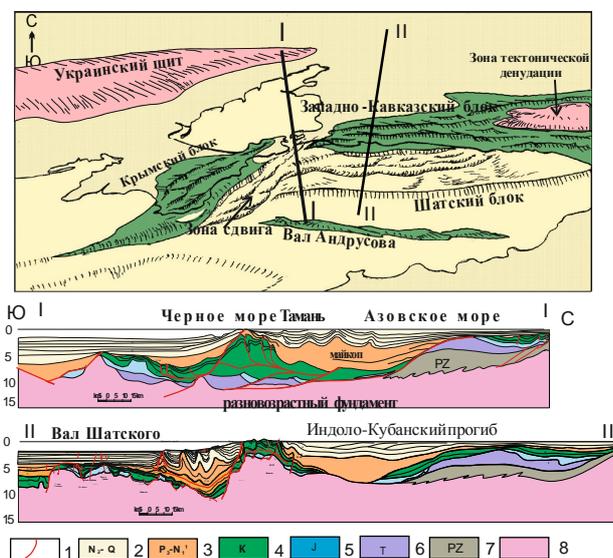


Рис. 2. Гравитационно-геодинамическая модель Усл обозначения 1-разломы, 2-7 комплексы, 8-фундамент

Интенсивно растягивающееся дно Черного моря представлено самым молодым магматическим фундаментом. Масштаб горизонтальных растяжений в этом регионе таков, что все глубоководные котловины следует считать новообразованными в том смысле, что осадочные толщи в них залегают на послезоценовом фундаменте, скорее всего вулканическом (типа Аджаро-Триалетской зоны).

В конце миоцена юг Восточно-Европейской платформы представлял собой пассивную окраину континента, на которой располагались крупные дельтовые и авандельтовые тела палеорек - предшественников Дуная, Днепра, Дона и Волги. Эти огромные осадочные линзы наложился на мезозойско-эоценовые структурно-формационные комплексы, и в тех зонах, где суммарная мощность осадочного чехла превысила предел его реологической устойчивости, начались гравитационно-геодинамические срывы сначала майкопской глинистой толщи (В.А.Вигинский, 1996) [2], а затем и более древних осадочных пластин. Реологически неустойчивые толщи известны в нижнем триас-юрском флишевом комплексе осадочного чехла, и вероятнее всего первые гравитационно-геодинамические подвижки в Крыму инициировались этой неустойчивой толщей. Верхнемеловые и палеоцен-эоценовые отложения в районе Западного Кавказа формируют мощную карбонатно-глинистую флишеидную толщу, определившую здесь развитие гравитационных срывов. Но главной причиной гравитационной геодинамики региона является олигоцен-миоценовый майкопский комплекс, сорванный с основания, дисгармоничный, нарушенный взбросо-надвидами и глинистыми диапирами [5, 2, 1].

Основной этап гравитационной геодинамики - плиоцен-квартер. В условиях почти катастрофического погружения дна Черного моря образовались значительные региональные уклоны на берегах, что инициировало здесь гравитационно-

геодинамические срывы и тектоническую денудацию мезозойских отложений Крыма и Западного Кавказа. Здесь срывы вероятнее всего происходили по разделам в основании осадочного чехла, а на Центральном Кавказе возможно и внутри фундамента. Тектоническая денудация обусловила общую квестовую форму рельефа горных сооружений и появление на поверхности мезозойских и более древних отложений. Важно отметить, что горная система Крыма и Кавказа - это зона растяжения, в пределах которой верхние слои коры и, прежде всего осадочный, разрываются, фрагменты отодвигаются друг от друга и между ними появляются древние выступы основания. Изостатическое поднятие тектонически денудированных зон и вызвало образование системы береговых хребтов. В море таким листрически подвернутым блоком является крупный вал Шатского. Следовательно, общая квестовая структура Крыма и Западного Кавказа обязана своим происхождением глобальной сети субширотных глубинных (затрагивающих и фундамент) листрических сбросов, по которым крупные пластины осадочного чехла под действием гравитации сползают в сторону котловины Черного моря (рис.3).

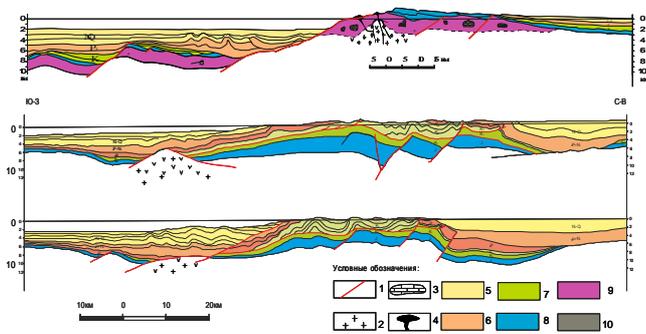


Рис. 3. Сейсмогеологические профили через Крым, Анапский выступ, Туапсинский район Усл. обозначения 1-разломы, 2-вулканиты, 5-10 комплексы, 8-фундамент

Весьма обычной представляется ситуация когда в наиболее погруженной зоне прогиба сначала появляется небольшое диапироподобное поднятие, которое постепенно разрастается в выступ, а затем частично или полностью разрывает осадочный чехол. Таков преобладающий тип выступов

фундамента и в Черном море и, в частности, вал Андрусова. Майкопская глинистая толща являлась тем реологическим разделом, по которому происходили все основные перемещения надмайкопского осадочного чехла, поэтому ее основание – это крупнейшая зона срыва, имеющая весьма причудливую поверхность (вплоть до воздымания). Начинается она на Тимашевской ступени и подстилает весь майкопский бассейн [2]. Вся эта новая интерпретация определяет возможность существования под складчатым флишем Западного Кавказа полого залегающего структурного этажа, в котором могут быть открыты крупные месторождения углеводородов.

Заключение

Гравитационная геодинамика - это не просто обоснование возможности гигантских оползней, но признание главной роли гравитационного течения осадочных бассейнов и верхней коры в формировании основных структур Земли. Это крупная исследовательская программа, которая потребует новой интерпретации накопленного геолого-геофизического материала, - это новые закономерности, карты, прогнозы, открытия и, – новая геологическая парадигма.

Кавказ представляет собой систему субширотных блоков, подвернутых листрическими сбросами, с которых отдельными пластинами гравитационно сорван сначала олигоцен-миоценовый а в центральных частях гор и юрско-меловой чехол. Весь осадочно-метаморфический чехол этого региона существенно расслоен зонами субгоризонтальных срывов, которые тесно связаны и определяют флюидопотоки в верхней коре. Массивные горизонтальные перемещения пластин осадочных тел происходят по флюидной смазке и они же определяют масштаб и химизм проявления флюидопотоков на поверхности Земли и в осадочных бассейнах.

Основной стиль геодинамики Азово-Черноморского региона - региональное растяжение с листрическими сбросами, падающими в сторону глубоководных котловин. Кайнозойский структурный этаж гра-

витационно сползает в южном направлении и гидродинамический стресс (миграционный поток) заканчивается в районе вала Шатского.

Во всей северной бортовой зоне Альпийско-Гималайского рифтового пояса под верхними складчатыми формациями могут быть обнаружены пологие структуры преимущественно карбонатного рифтового доценового комплекса. Поэтому в горах Северо-Западного Кавказа в прилегающей акватории Черного моря под складчатым верхним чехлом могут быть открыты крупные месторождения углеводородов в глубоких горизонтах.

В целом, геодинамическая ситуация в Средиземном, Черном и Каспийском морях являет собой пример интенсивного рифтового растяжения, сопровождаемого срывом верхней коры с основания, и расширением площадей выходов древних чешуйчато-расслоенных метаморфических комплексов фундамента.

Таким образом, окраины континентов и рифтовых зон, на которых развиваются осадочные бассейны, являются ареной мощных гравитационно-геодинамических явлений, определяющих перемещение осадочных бассейнов по поверхности планеты, появление обширных гранитоидных выступов (щитов) и определяющих концентрацию месторождений углеводородов. Самым нетривиальным выводом является то, что планетарные горные системы порождены растяжением, а их подъем вызывается изостатическими силами. Таким образом, может оказаться, что и гигантские горные системы Земли являются планетарными зонами растяжения, а Альпийско-Гималайский пояс, Анды и Кордильеры в недавнем прошлом были просто выступами на континентальных склонах.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. Научный мир, Москва, 2007. 172 с.
2. Вигинский В.А. Тектонофациальный анализ северо-восточного (российского) сектора Черного моря. Тектоника и геодинамика. Т. 1. М., ГЕОС, 1998. С. 96-98.
3. Гайдук В.В., Галактионов Н.М., Губарев М.В., Прошляков С.Л. (ООО «НК «Роснефть» - НТЦ»), Митюков А.В., Мясоедов Н.К. (ООО «Роснефть-Шельф-Юг»). Методика прогноза коллекторов Туапсинского прогиба (Черное море). Нефтяное хозяйство, 2008, №6, с.30-39
4. Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. ИГиГ УрО РАН Екатеринбург, 1998 г. 40 с.
5. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью. // Геотектоника №5, 1998. С. 76-85.
6. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабашкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона. “Вестник МГУ”, сер.4 Геология №3, 1997.
7. Обухов А.Н. Эволюция межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. Изд. “Наука”. М., 1990, 88 с.
8. Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика нефтегазоносных бассейнов подвижных зон земной коры. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук, ИГиРГИ. М., 1997. 52 с.
9. Павленкова Н.И. Структура земной коры глубоких осадочных бассейнов по сейсмическим данным //Изв.АН СССР. Физика Земли. 1988, N 4. С. 72-82.
10. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., Недра, 1985, 215 с.
11. Nikishin A.M., Mityukov A.V., Myasoedov N.K., Almendinge O.A., Ershov A.V., Korotaev M.V. Geological Structure and HC systems of Eastern Black Sea. AAPG European Region Annual Conference, Paris-Malmaison, France, 23-24 November 2009.
12. Robinson A.G., ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, p.380

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТОНОСНЫХ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Озерова Н.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия (o-zero-v@mail.ru)*

Многолетние исследования по геологии и геохимии ртути (Hg) привели к заключению, что основное поступление Hg при формировании рудных и газонефтяных месторождений происходит по механизму дегазации, когда Hg в потоке флюидов поступает из мантии Земли по зонам глубинных разломов и обеспечивает ртутью различные природные образования, а также ртутные аномалии в подвижных поясах Земли [3, 4]. Процессы ртутной дегазации могут быть в одних случаях сопряжены с магматическими и вулканологическими процессами, но это связи чисто структурные, они свидетельствуют о единстве путей миграции в периоды активизации глубинных разломов. В других случаях процессы ртутной дегазации могут проявляться вне связи с магматическими процессами.

При исследовании геохимии Hg сначала была установлена ртутоносность ряда рудных месторождений различного состава и определена их приуроченность к глубинным разломам мантийного заложения. Таковы, к примеру, Уральская колчеданосная провинция и Вардарская металлогеническая провинция с полиметаллическим, сурьмяным, сурьмяно-мышьяковым и мышьяково-талиевым оруденением (Сербия), контролируемые зонами глубинных разломов, по которым поступали Hg-содержащие флюиды.

Сравнительно недавно, около 50 лет назад, были обнаружены Hg-содержащие газовые и газонефтяные месторождения, которые так же, как и рудные, были приурочены к зонам глубинных разломов. Нами наиболее детально исследовалась **ртутоносность линеамента Карпинского** [3]. Эта структура изучалась многими исследователями: Е.Е. Милановским [2], В.Е. Хаиным [6], Б.С. Пановым и др. Она представляет собой тектонически активную

зону земной коры, протягивающуюся на тысячи км. Системы продольных разломов линеамента пересекают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию на глубины не менее 200 км. На всем протяжении этой структуры, в участках пересечения с крупными поперечными разломами, расположены газовые и газонефтяные месторождения с повышенными содержаниями Hg. Здесь также известны Hg-содержащие рудные месторождения.

Наиболее впечатляюща западная часть линеамента Карпинского, где в узлах пересечения разломов линеамента Карпинского с поперечными разломами мантийного заложения (судя по геотраверсу TS-1) расположены газовые месторождения с весьма высокими концентрациями Hg (до пределов насыщения в месторождении Зальцведель-Пекензен) и запасами Hg до 3 тыс. т. Ртуть в ряде этих месторождений попутно извлекается.

Появление Hg в газах рассматривается как следствие ртутной дегазации Земли – углеводородная ветвь ртутной дегазации. Современное ее проявление хорошо иллюстрируется по измерениям Hg в приземной атмосфере по поперечным региональным профилям через Днепровско-Донецкую впадину, в Предкавказье и на Мангышлаке. Установлены атмосферические ореолы Hg в приземной атмосфере, где максимальные концентрации Hg четко приурочены к зонам глубинных разломов мантийного заложения.

Кроме Hg-содержащих газовых месторождений в западной части линеамента Карпинского известны рудные месторождения с высокими концентрациями Hg и запасами, позволившими попутно извлекать Hg на металлургических заводах: медно-серебряное месторождение Гортдрам в Ирландии и колчеданное Раммельсберг в

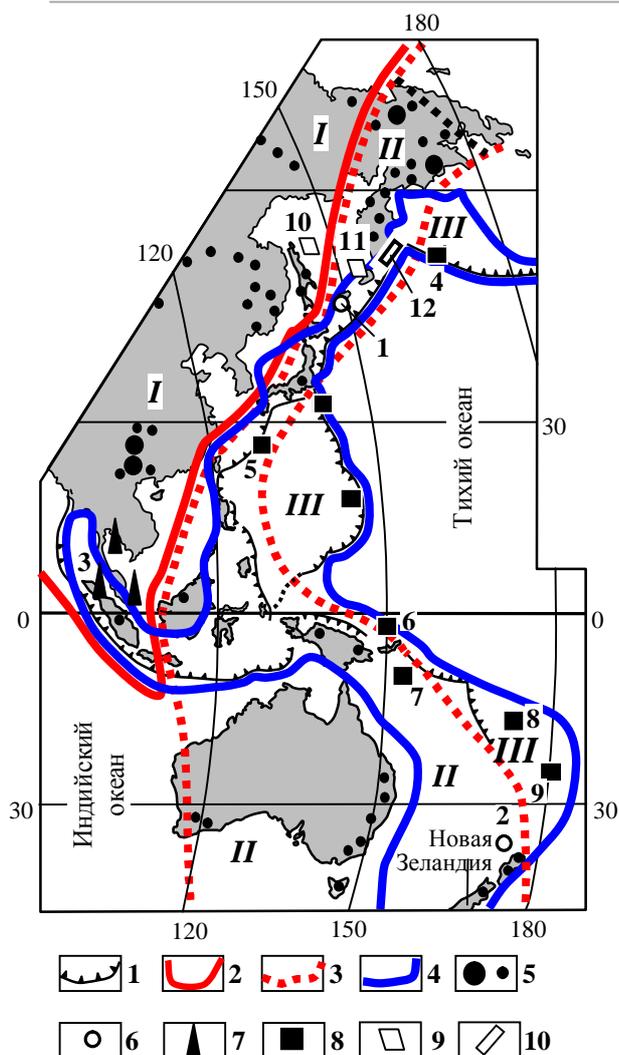


Рис. 1. Западно-Тихоокеанская транзиталь

1 – зона субдукции 2 и 3 – границы ртутных поясов: 2 – Центрально-Азиатского (I) и 3 – Тихоокеанского (II); 4 – граница Западно-Тихоокеанской транзитали (III); 5 – собственно киноварные и киноварно-золотые месторождения, 6 – современные ртутные объекты (1 – вулкан Менделеева, 2 – донное проявление самородной Hg); 7 – Hg-содержащие газоконденсатные месторождения (3 – Арун); 8 – Hg-содержащие глубоководные сульфидные постройки (4 – подводный вулкан Пийпа, 5 – Окинава, 6 – Манус, 7 – Вудларк, 8 – Северо-Фиджийская котловина 9 – Лау, 10 – впадина Дерюгина); 9 – район надводных атмохимических и донных литохимических ореолов Hg (11 – Парамуширский газогидрадный источник); 10 – район надводных атмохимических ореолов Hg (12 – восточнее побережья Камчатки)

Германии. Эта часть линеамента Карпинского выделена нами как представитель нового типа ртутнорудных поясов (по Hg-содержащим рудным, газовым и газонефтяным месторождениям).

В последние годы нами получен материал по ртутоносности океанических новообразований по трем регионам: Срединно-Атлантическому хребту, Восточно-Тихоокеанскому поднятию и

Западно-Тихоокеанской транзитали, свидетельствующий о ртутной дегазации в океане [5]. Совокупное рассмотрение ртутоносности океанических и континентальных структур позволяет обсудить сопряженность Hg-содержащих природных объектов по единым зонам глубинных разломов океан-континент. Проиллюстрируем это на двух примерах: Западно-Тихоокеанской транзитали (ЗТТ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) с привлечением материала по Срединно-Атлантическому хребту (САХ).

Западно-Тихоокеанская транзиталь относится к активным зонам и представляет переходную зону океан-континент. Она была предложена Л.И. Красным (рис. 1, рисовка С.И. Андреева). Среди сульфидных образований исследовались две группы объектов: 1 – Вудларк, Манус, Лау, подводный вулкан Пийпа, расположенные в тыловодужных структурах рифтовых зон в океане, и 2 – современные проявления рудной минерализации и колчеданные месторождения в пределах островных дуг. Содержания Hg в обеих группах объектов весьма повышены (табл. 1 и 2). Наиболее высокая ртутоносность в океанических рудах по масштабам проявления

Таблица 1. Сопоставление содержаний ртути в донных сульфидсодержащих новообразованиях Западно-Тихоокеанской транзитали и Срединно-Атлантического хребта

Сульфидсодержащие постройки	Содержание ртути, %
Западно-Тихоокеанская транзиталь	
Вудларк сульфидсодержащие опал-баритовые новообразования сфалерит пирит железо-марганцевые гидроокислы	$3 \cdot 10^{-3}$ – $3,5 \cdot 10^{-2}$ 0,1 $1 \cdot 10^{-2}$ $2 \cdot 10^{-6}$ – $1,2 \cdot 10^{-4}$
Манус	$1,5 \cdot 10^{-5}$ – $7,5 \cdot 10^{-4}$
Лау	$6 \cdot 10^{-6}$ – $2 \cdot 10^{-3}$
Подводный вулкан Пийпа сульфидсодержащие новообразования пирит	$4 \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-2}$ 0,1–1,0
Срединно-Атлантический хребет	
Брокен Спур	$1,4 \cdot 10^{-5}$ – $1,2 \cdot 10^{-3}$
Таг: Активный Холм, Мир	$5 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-3}$
Снейк Пит	$(1-7,5) \cdot 10^{-5}$
Рэйнбоу	$(1-9) \cdot 10^{-5}$
Логачев-1	$5 \cdot 10^{-6}$ – $4 \cdot 10^{-5}$
Логачев-2	$2,8 \cdot 10^{-5}$ – $2,2 \cdot 10^{-4}$

Таблица 2. Содержания ртути в рудных минералах из месторождений и проявлений Западно-Тихоокеанской транзитали (Курильские и Японские острова и восточная Камчатка)

Местонахождение	Руды и минералы	Содержание ртути, %
<i>Современные проявления рудной минерализации</i>		
Остров Кунашир Вулкан Менделеева Северо-Восточное фумарольное поле	пирит	$1,4 \cdot 10^{-4} - 7,2 \cdot 10^{-2}$
	марказит	$2,8 \cdot 10^{-4}$
	сера	$(2-6) \cdot 10^{-4}$
	сера	$2 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$
	сера	$2 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-3}$
Северо-Западное фумарольное поле	сера	$1 \cdot 10^{-5} - 7,5 \cdot 10^{-4}$
Вулкан Головнина, кальдера	пирит	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Третьяковские термальные источники	сера	
Остров Парамушир Вулкан Эбеко Верхний кратер Фумаролы Ревущие Серная баба	сера	$(1,5-2) \cdot 10^{-5}$
	сера	$1 \cdot 10^{-5}$
	сера	$1 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$
	аурипигмент	$2 \cdot 10^{-3}$
Вулкан Вернадского, кальдера, "Серное кольцо"	пирит	$8,2 \cdot 10^{-5} - 5,8 \cdot 10^{-4}$
Остров Итуруп Вулкан Буревестник Рудопроявление Новый	молибденит	$(2-3) \cdot 10^{-4}$
	молибденит	$4 \cdot 10^{-4}$
Восточная Камчатка Кальдера Узон Восточное термальное поле	реальгар	$1,9 \cdot 10^{-3} - 0,1$
	аурипигмент	$2 \cdot 10^{-3}$
	пирит	$1,2 \cdot 10^{-2} - 0,1$
Район Фумарольного озера Серные бугры	пирит	$(1-1,5) \cdot 10^{-2}$
	сера	0,1-0,13
Вулкан Большой Семячик, Черный котел, дно	пирит	$(1,2-7,5) \cdot 10^{-4}$
<i>Колчеданные месторождения</i>		
Остров Кунашир Валентиновское	пирит-сфалеритовая руда	$4 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}$
	сфалерит	$2,5 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-3}$
	халькопирит	$(2,2-4,2) \cdot 10^{-5}$
	пирит	$8,0 \cdot 10^{-6} - 1,2 \cdot 10^{-3}$
Остров Хонсю Матсуо Фурутобе	пирит	$3,0 \cdot 10^{-3}$
	сфалерит	$4,0 \cdot 10^{-3} - 1,0 \cdot 10^{-2}$
	пирит	$3,0 \cdot 10^{-5}$
Учинотаи Ханаока	сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-3}$
	сфалерит	$8,0 \cdot 10^{-5}$
	халькопирит	$1,7 \cdot 10^{-5}$
	пирит	$(1,4-7,0) \cdot 10^{-5}$

установлена в постройке Вудларк Концентрации Hg близки бортовым и средним содержаниям на некоторых ртутных месторождениях, а из руд подобного состава на континенте производится попутное извлечение Hg (медно-цинковые месторождения Виханти и Пихасалме в Финляндии).

Анализ глубинных рудогенерирующих структур, поставляющих Hg-содержащие флюиды, предпринятый С.И. Андреевым на примере ЗТТ [1, 5], и сейсмотомографические исследования, выполненные в районе котловины Северо-Фиджийского моря (Колобов и др., 2003), позволяют предположить наличие мощного глубинного энергетического потока, поднимающегося

из мантии с глубин в несколько сотен км, с которым, по-видимому, связаны Hg-содержащие флюиды.

При сопоставлении ртутоносности донных сульфидных образований в ЗТТ и в срединно-океанических хребтах (на примере САХ) четко вырисовывается более высокий уровень содержаний Hg в ЗТТ (см. табл. 1), что хорошо согласуется с глубиной заложения разломов. Разломы, оконтуривающие с запада Тихий океан (ЗТТ), имеют значительно большую глубину заложения, чем САХ.

Минералого-геохимические данные по ЗТТ позволяют полагать, что ртутоносность объектов обязана процессам ртутной дегазации: это проявления самородной Hg в океанических и континентальных условиях, повышенные содержания Hg в сольфатарной сере и включения в ней киновари на вулканах Курильских островов и восточной Камчатки, заметная концентрация Hg во флюиде (судя по конденсатам пара и газовой составляющей на вулканах Мутновский, Менделеева, Кудрявый Узон), проявления эманационных ртутно-углеводородных месторождений в Сиамском бассейне и т.д.

Восточно-Тихоокеанское поднятие и его продолжение на север: разлом Сан-Андреас и срединно-океанические хребты (рис. 2). Соотношение разлома Сан-Андреас с ВТП обсуждается в работах ряда ученых. По мнению Т. Уилсона, разлом Сан-Андреас связывает расчлененные сегменты хребта в Калифорнийском заливе со срединно-океаническими хребтами на севере. В пределах зоны этого разлома находятся ртутные месторождения: Нью-Альмаден, Нью-Идрия, характеризующиеся широким развитием углеводородов. Здесь же известны Hg-содержащие термальные источники, где в настоящее время формируется ртутная минерализация: Стимбот-Спрингс и Сульфур-Бэнк, где газовая фаза существенно обогащена Hg. Южнее ртутных месторождений в пределах зоны разломов Сан-Андреас расположено газонефтяное месторождение Кимрик с чрезвычайно высокими концентрациями Hg в нефтях и углеводородных газах. Запасы Hg на месторождении порядка 1 тыс. т.

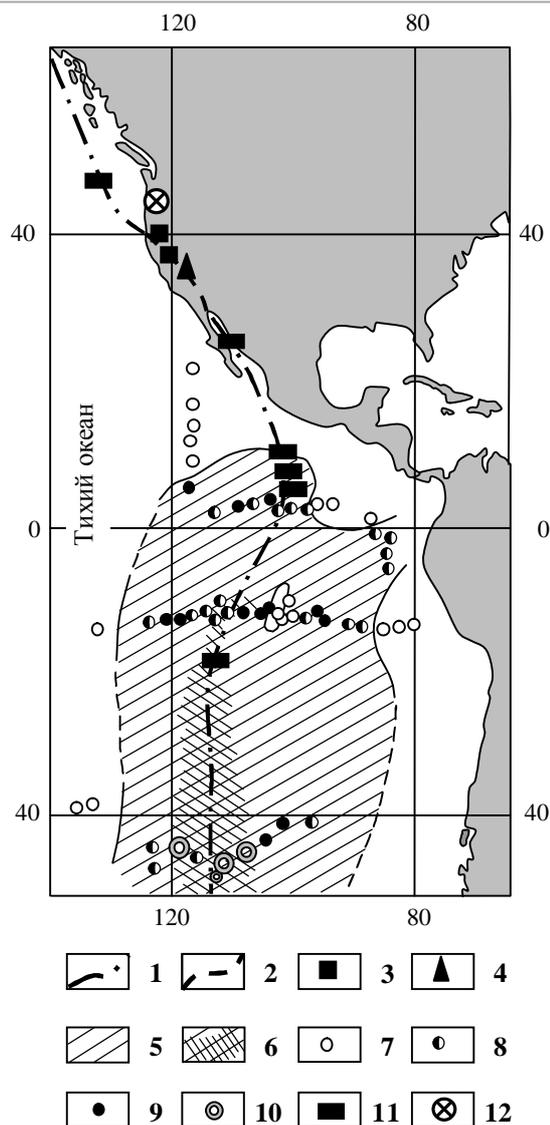


Рис. 2. Восточно-Тихоокеанское поднятие и тектоническая зона Сан-Андреас

1 – осевая зона ВТП; 2 – разлом Сан-Андреас (на континенте); 3 – киноварные месторождения Калифорнии; 4 – Hg-содержащее газонефтяное месторождение Цимрик; 5, 6 – области ВТП с содержанием Hg в донных осадках (в %): 5 – $2 \cdot 10^{-6}$ – $2 \cdot 10^{-5}$; 6 – более $2 \cdot 10^{-5}$; 7–10 – точки отбора проб с содержанием Hg (в %): 7 – менее $2 \cdot 10^{-6}$, 8 – $2 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$; 9 – $1 \cdot 10^{-5}$ – $2 \cdot 10^{-5}$, 10 – более $2 \cdot 10^{-5}$; 11 – Hg-содержащие сульфидные постройки; 12 – вулкан Сент-Хеленс

В годы «ртутного бума» – 60-ые годы прошлого столетия месторождение эксплуатировалось как собственно ртутный объект. Геолого-структурная позиция ртутных и Hg-содержащего нефтяного месторождений и данные по изотопному составу углерода, кислорода и водорода позволяют полагать, что Hg в составе флюидов и гидротерм поступает из глубин Земли по зоне глубинного разлома Сан-Андреас, а углеводороды поступают в зону

этого разлома с нефтяными водами из нефтегазоносного бассейна Great Valley, расположенного к востоку от ртутного пояса Калифорнии. И наконец, в северной части региона, в районе зоны разломов Сан-Андреас находится вулкан Сент-Хеленс, в эруптивной туче которого во время извержения вулкана в 1980 г. обнаружены весьма повышенные содержания Hg в газовой составляющей – до $1,8 \cdot 10^{-6}$ г/м³.

В океанической части этой планетарной структуры нами установлены повышенные содержания Hg в сульфидных постройках на дне океана – до $1 \cdot 10^{-3}$ % в постройке Хуан де Фука. Кроме того, следует указать, что К. Boström и D.E. Fisher (1969) выявили в южной части ВТП обширный ареал Hg в донных осадках, а Сох и McMarty (1981) обнаружили повышенные содержания Hg в колонках скважин, что хорошо коррелирует с наличием высокого теплового потока в этом регионе. В пределах ртутного ареала в донных осадках установле «мантийный» гелий. Приведенные материалы позволяют полагать, что по всей этой сложной структуре океан-континент: Восточно-Тихоокеанское поднятие – разлом Сан-Андреас – срединные океанические хребты на севере проявляются процессы ртутной дегазации Земли.

При сопоставлении поступления и отложения Hg в сульфидных постройках ВТП и САХ (табл. 3) следует отметить, что в целом ВТП опережает САХ. Эти данные хорошо согласуются со скоростями спрединга: в ВТП она существенно больше, чем в САХ. Можно полагать, что благодаря этому обстоятельству в ВТП

осуществляется более энергичное поступление Hg-содержащих флюидов из глубин Земли. Но такое заключение требует дальнейшего подтверждения фактическим материалом.

Выявленная в процессе исследований интересная закономерность о приуроченности рудных и газонефтяных месторождений с повышенными концентрациями Hg к единым тектоническим структурам мантийного заложения позволила предложить новое направление в металлогении Hg – нафтометаллогению Hg. Установлен новый генетический тип ртутных месторождений – ртутно-углеводородный, общим для которых является локализация в узлах пересечения глубинных разломов и приуроченность к ртутным поясам; благодаря высоким концентрациям Hg в газах и нефтях на этих месторождениях обычно производится попутное извлечение Hg. Выделены ртуторудные пояса нового типа – по Hg-содержащим месторождениям различного вещественного состава (рудным и газонефтяным), которые приурочены к линеamentным структурам планетарного масштаба. Примерами являются ртуторудные пояса западной части линеамента Карпинского и Паннонско-Волынского линеамента. Подобные структуры являются основой для регионального прогнозирования ртутоносности рудных и газонефтяных месторождений. Такой прогноз был осуществлен для месторождений Опошня в Днепровско-Донецкой впадине и Астраханское в Прикаспийской впадине.

Таблица 3. Интенсивность поступления и отложения ртути в СОХ с различной скоростью спрединга

Поступление ртути	ВТП (быстро-спрединговая структура), т	САХ (низко-спрединговая структура), т
Количество ртути, отложившейся в сульфидных постройках (из расчета 5% от общего количества ртути, поступившей с флюидом)	13-25	3-5
Общее количество ртути, поступившей с рудоносным флюидом в океан (100 %)	250-500	50-100

Литература

1. Геодинамика и рудогенез Мирового Океана. Главный редактор С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999, 208 с.
2. *Е.Е. Милановский.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.
3. *Н.А. Озерова.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
4. *Н.А. Озерова.* Ртутная дегазация Земли // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Труды XXI Международной научной конференции. М.: Макс Пресс. 2010. Т. 2. С. 373-395.
5. *Н.А. Озерова, С.И. Андреев.* Ртуть в гидротермальных образованиях Океана // Геология морей и океанов. Т. 2. М.: 2009.
6. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра. 1977. 360 с.

МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ, АСТЕНОСФЕРЫ И ПОДАСТЕНОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Осипова Е.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия
(osipov@poi.dvo.ru)

Современные геофизические модели Земли РЕМ (Parametric Earth Model) представляют собой обобщение количественных сведений о строении Земли [4]. Эти модели отражают существование аномальных масс – различия в строении коры и верхней мантии океанических и континентальных регионов, локализованных до глубины 420 км. В общей трехмерной постановке в рамках линеаризованной теории упругой устойчивости и теории конечных деформаций [1,3] исследована устойчивость равновесия трехслойной сжимаемой упругой Земли при основном радиально-симметричном состоянии. Полученные результаты применены к анализу тектонических последствий сил гравитации и внутреннего давления на границе локализации аномальных масс Земли, представленной литосферой, астеносферой и подастеносферной мантией.

Решение получено в сферической системе координат $O_{rj\varphi}$ в физических составляющих компонент тензора деформаций Грина $e_{(ij)}$, несимметричного тензора напряжений Кирхгофа $t_{(ij)}$, физических составляющих вектора перемещений u_k , параметра удлинения I_k в направлении координатных k -линий. В возмущенном состоянии линеаризованное уравнение устойчивости равновесия для произвольной формы потенциала каждого слоя шара преобразуется к виду:

$$\left\{ \begin{array}{l} A_1 \frac{\partial d}{\partial r} + A_2 d + [A_3 (\nabla^2 + 2) + g w^2 r] u_r + A_4 \frac{\partial u_r}{\partial r} + A_5 \frac{\partial^2 u_r}{\partial r^2} = 0 \\ \nabla^2 d + K_1 \frac{\partial^2 d}{\partial r^2} + K_2 \frac{\partial d}{\partial r} + K_3 d + [K_4 (\nabla^2 + 2) + K_5] u_r + \\ [K_6 (\nabla^2 + 3) + K_7] \frac{\partial u_r}{\partial r} + K_8 \frac{\partial^2 u_r}{\partial r^2} + K_9 \frac{\partial^3 u_r}{\partial r^3} = 0 \\ \nabla^2 c + L_1 \frac{\partial^2 c}{\partial r^2} + L_2 \frac{\partial c}{\partial r} + L_3 c = 0 \end{array} \right. \quad (1)$$

Линеаризованная система (1) является системой уравнений в частных производных относительно переменных, определяющих для каждого слоя радиальное перемещение точки u_1 , результирующую по главным направлениям деформацию точки d/r , перемещение поворота вокруг точки c . Имеем в развернутом виде:

$$\begin{aligned} d &= r \cdot \frac{\partial u_1}{\partial r} + \frac{\partial u_2}{\partial j} + 2 \cdot u_1 + \frac{1}{\sin j} \cdot \frac{\partial u_3}{\partial \varphi} + u_2 \operatorname{ctg} j, \\ c &= \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\partial u_3}{\partial j} + u_3 \cdot \operatorname{ctg} j + \frac{1}{\sin j} \cdot \frac{\partial u_2}{\partial \varphi} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

Система (1), рассмотренная для каждого слоя шара, позволяет найти решение с точностью до постоянных. Конкретизация выбора постоянных величин в выражениях u_1, d, c решается присоединением граничных условий, соответствующих возмущенному состоянию устойчивости равновесия, при этом полагаем, что изменение интенсивности давления \tilde{p} в момент потери устойчивости не происходит. Имеем:

$$\begin{aligned} t_{(11)}^{(3)} &= t_{(12)}^{(3)} = t_{(13)}^{(3)} \Big|_{r=r_4} = 0; \\ t_{(11)}^{(3)} &= t_{(11)}^{(2)} \Big|_{r=r_3}, \quad u_1 = u_1 \Big|_{r=r_3}, \\ t_{(12)}^{(3)} &= t_{(12)}^{(2)} = t_{(13)}^{(3)} = t_{(13)}^{(2)} \Big|_{r=r_3} = 0; \\ t_{(11)}^{(2)} &= t_{(11)}^{(1)} \Big|_{r=r_2}, \quad u_1 = u_1 \Big|_{r=r_2}, \\ t_{(12)}^{(2)} &= t_{(12)}^{(1)} = t_{(13)}^{(2)} = t_{(13)}^{(1)} \Big|_{r=r_2} = 0; \\ t_{(11)}^{(1)} &= -\tilde{p} \cdot I^0 \cdot \left(e_{(22)}^{(1)} + e_{(33)}^{(1)} \right) \Big|_{r=r_1}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$t_{(12)}^{(1)} = t_{(13)}^{(1)} \Big|_{r=r_1} = 0.$$

Используя выражение оператора Бельтрами [1]:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial j^2} + \text{ctg} j \cdot \frac{\partial}{\partial j} + \frac{1}{\sin^2 j} \cdot \frac{\partial^2}{\partial q^2} \quad (4)$$

решение системы (1) определяем методом разделения переменных в виде:

$$u_1 = \sum_{m=0}^{\infty} u_{10m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \cos mq, \quad a = \cos j;$$

$$d = \sum_{m=0}^{\infty} d_{0m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \cos mq, \quad (5)$$

$$c = \sum_{m=0}^{\infty} c_{0m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \sin mq.$$

Непосредственная подстановка выражений (5) в систему (1) дает для каждого из уравнений два уравнения. Одно из них, одинаковое для всех уравнений системы имеет вид:

$$\frac{d}{da} (1-a^2) \frac{dM(a)}{da} + \left[n(n+1) - \frac{m^2}{1-a^2} \right] M(a) = 0 \quad (6)$$

и имеет решением присоединенные функции Лежандра $P_n^m(a)$, первого рода степени n и порядка m , $n \geq m$; n и m – параметры волнообразования. Каждое второе уравнение, получающееся в результате разделения переменных в системе (1), является линейным дифференциальным уравнением относительно коэффициентов разложения (5), зависящих только от координаты r , и решается методом Фробениуса. Соответствующие преобразования в граничных условиях позволяют также разделить переменные. Конкретизация закона состояния в виде закона Мурнагана [1] в обстановке моделей РЕМ [4] позволяет проанализировать возмущенное состояние всего шара и взаимодействие сил гравитации и внутреннего следящего давления. Изменение параметров отражает общую картину устойчивости (неустойчивости) основного состояния равновесия, позволяет исследовать различные формы потери устойчивости и конкретизировать зоны утонения, направления максимальных и минимальных перемещений поворотов,

результатирующего напряженно-деформированного состояния трехслойного шара под действием внутреннего давления.

Численно-графический анализ выполнен для модели РЕМ-А [4] в интервале $5951 \text{ км} \leq r \leq 6371 \text{ км}$, в котором выделены три слоя с выраженными физико-механическими свойствами. Верхний слой – литосфера мощностью $h_3 = 80 \text{ км}$ при $6291 \text{ км} \leq r \leq 6371 \text{ км}$, средний слой – астеносфера мощностью $h_2 = 140 \text{ км}$ при $6151 \text{ км} \leq r \leq 6291 \text{ км}$, нижний слой – подастеносферная мантия мощностью $h_1 = 200 \text{ км}$ при $5951 \text{ км} \leq r \leq 6151 \text{ км}$, $H = h_1 + h_2 + h_3 = 420 \text{ км}$, $R_0 = 6371 \text{ км}$. Для расчетов ограничимся основной частью потенциала Мурнагана [1] в виде:

$$\Psi = \frac{I^{(i)}}{2} \cdot A_1 + m \cdot A_2. \quad (7)$$

В соответствии с данными модели РЕМ-А [4] используем в расчетах средние значения упругих постоянных $I^{(i)}$, коэффициентов жесткости $m^{(i)}$, плотностей $\rho^{(i)}$ для слоев шара (табл.1). Трехслойный шар находится под действием внутреннего давления $\tilde{p} = 15.98 \text{ ГПа}$.

Таблица 1. Средние значения упругих постоянных, коэффициентов жесткости, плотностей

	Внутрен. слой $i=1$	Средний слой $i=2$	Внешний слой $i=3$
Упругая постоянная $I^{(i)}$, ГПа	110.80	83.56	39.65
Коэфф. жесткости $m^{(i)}$, ГПа	75.00	63.80	42.73
Плотность $\rho^{(i)}$, г/см ³	3.3	3.2	3.1

Движение среды в основном состоянии является устойчивым и характеризуется радиально-симметричной деформацией. В общем случае малое перемещение среды как твердого тела является геометрической суммой явного перемещения u_k точки и

перемещения поворота c вокруг этой точки [1]. В радиально-симметричном основном состоянии составляющие перемещения поворота равны нулю. Распределение параметра $c = c^{(i)}(r, j, q)$ характеризует перемещение поворота текущих точек по слоям и всего трехслойного шара в возмущенном состоянии. Качественные и количественные результаты исследования перемещения поворота приведены в [2].

Перемещения u_2, u_3 определяем решая для каждого слоя преобразованную систему уравнений. Подстановкой в соответствующие выражения определяем компоненты тензора деформации $e_{kj}^{(i)}$.

В возмущенном состоянии расчетное распределение абсолютных значений радиальных деформаций $e_{11}^{(i)} = e_{11}^{(i)}(r, j, q)$ и результирующей по главным направлениям деформации $\theta = \frac{d^{(i)}(r, j, q)}{r}$ точек слоев шара при заданных граничных условиях (6) за время $\tau = 2.0 \times 10^6$ лет приведены в табл.2.

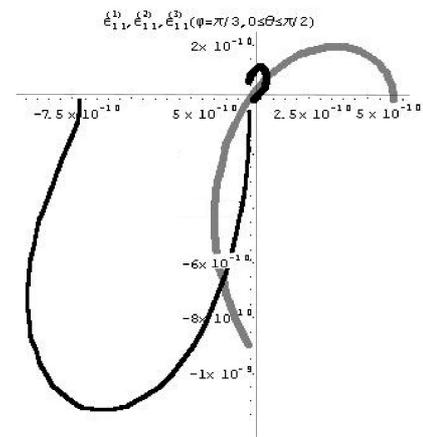
Таблица 2. Абсолютные значения деформаций и результирующей по главным направлениям

	Значения радиальных деформаций $e_{11}^{(i)}$	Значения результирующих деформаций $\theta^{(i)}$
Внутр. слой	$0 \leq e_{11}^{(1)} \leq 1.0 \times 10^{-9}$	$0 \leq \theta^{(1)} \leq 3.0 \times 10^{-9}$
Средн. слой	$0 \leq e_{11}^{(2)} \leq 1.5 \times 10^{-9}$	$0 \leq \theta^{(2)} \leq 3.0 \times 10^{-9}$
Внешн. слой	$0 \leq e_{11}^{(3)} \leq 2.5 \times 10^{-10}$	$0 \leq \theta^{(3)} \leq 7.0 \times 10^{-8}$

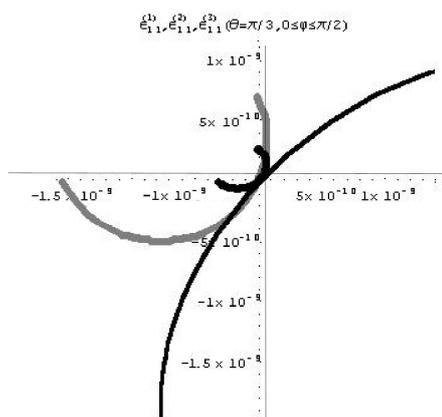
В возмущенном состоянии по расчетным значениям перемещений $u_i^{(i)}$ прослеживается тенденция появления зон утонения слоев там, где перемещения текущих точек оснований слоев достигают порядка 10^{-6} км; соответственно, там, где перемещения текущих точек достигают порядка 10^{-4} км, вероятны зоны утолщения. Максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек основания

внутреннего слоя, моделирующего подастеносферную мантию, достигают во всех плоскостях порядка 10^{-4} км. При этом максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек оснований среднего и верхнего слоев слоя, моделирующих астеносферу и литосферу, в плоскости $q = \pi/3$ при $0 \leq j \leq \pi/2$ достигают только порядка 10^{-6} км. Вероятно, это связано с тем, что давление $\tilde{p} = 15.98$ ГПа задано и действует непосредственно на основание ($r = 5951$ км) внутреннего слоя.

Расчетные значения радиальных деформаций $e_{11}^{(i)}$ текущих точек в возмущенном состоянии за время $\tau = 2.0 \times 10^6$ лет по трем слоям, моделирующих подастеносферную мантию, астеносферу и литосферу соответственно приведены на рисунке 1 в плоскостях $j = \pi/3$ при $0 \leq q \leq \pi/2$ (1а) и $q = \pi/3$ при $0 \leq j \leq \pi/2$ (1б). Очевидно, что максимальные значения радиальных деформаций точек внешнего слоя, моделирующего литосферу, меньше и лежат в пределах 10^{-10} .



а)



б)

Рис. 1. Графики радиальных деформаций при $r=5951$ км (сер. л.), 6151 км (тонк. черн. л.), 6291 км

Конфигурация кривых и разброс значений, определяющих изменения радиальных деформаций внутри каждого слоя, достаточно ровные. При этом радиальное деформирование точек среднего слоя, моделирующего астеносферу, достигает максимальных значений порядка 10^{-9} в плоскости $q = \pi/3$ при $0 \leq j \leq \pi/2$.

Сравнительный анализ значений радиальных деформаций с результирующей по главным направлениям деформирования текущих точек геосреды по указанным плоскостям показывает, что в литосфере и подастеносферной мантии максимальные значения деформаций $e_{22}^{(1)}$, $e_{33}^{(1)}$, $e_{22}^{(3)}$, $e_{33}^{(3)}$ больше, чем соответствующие значения радиальных деформаций. Особенно это явление выражено в самом упругом слое - литосфере. Максимальные значения радиальных деформаций достигают порядка 10^{-10} , а результирующая по главным направлениям - порядка 10^{-8} . Очевидно, что полученные расчетные

данные по перемещениям $u_i^{(i)}$, радиальным деформациям $e_{11}^{(i)}$ текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации $\theta^{(i)}$ зависят от заданного распределения физико-механических свойств, мощностей слоев, граничных условий, действующего давления.

Полученные расчетные данные распределения перемещений, радиальных

деформациям текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации в возмущенном состоянии позволяют проанализировать возмущенное состояние всего геосфера при взаимодействии сил гравитации и внутреннего следящего давления. В данном случае величина внутреннего давления $\tilde{p} = 15.98$ ГПа является критической, все три слоя при $n = 0, 1, 2$ являются неустойчивыми, так как множество собственных значений $W_k^{(i)}$ для каждого слоя имеют значения с отрицательной мнимой частью. Разложение (5) определяет для каждого слоя радиальное перемещение точки $u_i^{(i)}$, результирующую по главным направлениям деформацию точки $d/r^{(i)}$, перемещение поворота вокруг точки $s^{(i)}$. Поведение всех параметров отражает общую картину устойчивости (неустойчивости) основного состояния равновесия, позволяет исследовать различные формы потери устойчивости и конкретизировать зоны утонения, направления максимальных и минимальных перемещений поворотов, результирующего напряженно-деформированного состояния самогравитирующего трехслойного шара под действием внутреннего давления.

Полученные результаты позволяют реконструировать и объяснить особенности структурно-вещественной эволюции подастеносферной мантии, астеносферы и литосферы в результате тектонического воздействия собственной гравитации и внутреннего давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (код проекта 09-III-A-07-325).

Литература

1. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука, 1970, 940 С.
2. Осипова Е.Б. Конечные деформации и устойчивость равновесия сжимаемого упругого шара при следящем внутреннем давлении// Физическая мезомеханика, 2009, Т.12, № 6, С.79-86.
3. Biot M.A. Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress//

Phil.Mag. 1939, V .27, pp.89-115.

4. *Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R.*
Parametrically simple Earth models consistent
with geophysical data// *Phys.Earth Planet. Inter.*
1975, V .10, pp.12-48.

МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ЭФФЕКТОВ ЕДИНОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

Осипова Е.Б.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия
(osipov@poi.dvo.ru)*

Соляные отложения достаточно широко распространены в седиментационных областях осадочного чехла земной коры. Практически все соленосные бассейны независимо от их возраста нефтегазоносны. Это результат особенностей геологического развития и строения - длительного и интенсивного осадконакопления и уплотнения горных пород в поле силы тяжести Земли при наличии мощной соленосной и коллекторских осадочных толщ. Уплотнение горных пород нередко приводит к инверсии плотностей участков земной коры. В комплексах толщ, слоистой осадочной и однородной соляной, инверсия провоцирует развитие гравитационной неустойчивости системы, когда на поверхности их раздела, возникают и формируются солянокупольные структуры различной формы и размеров.

Специалисты, изучающие геологию областей, усложненных соляными куполами, отмечают актуальность и перспективность исследования движущих сил, механизма, условий и закономерностей формирования солянокупольных структур в соленосных бассейнах в зависимости от глубинного строения земной коры, так как соляной диапиризм в перекрывающие осадочные породы способствуют формированию «ловушек», скоплению нефти и газа в залежи [1-3,8].

Процесс деформирования толщ каменной соли и осадочных горных пород в геологическом масштабе времени возможно рассматривать как следствие "ползущих" движений сильно вязкой жидкости. Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Качественное проявление силы тяжести состоит в том, что она является движущей силой и вызывает "ползущее" движение в слоистой толще: надсолевые осадочные породы - соляное

тело там, где со временем образовалась инверсия плотностей - породы с большей плотностью покрывают менее плотные. Неустойчивость, возникающая под действием силы тяжести между слоями с инвертированным распределением плотностей, называется гидродинамической неустойчивостью или неустойчивостью Релея-Тэйлора. Теоретическое обоснование гипотезы гравитационной неустойчивости и изучение соляного тектогенеза как "поверхностного тектонического явления" достаточно широко представлено [3,7,8].

В данной работе представлено модельное исследование единого механизма и закономерностей формирования солянокупольных структур в бассейне заданного контура как следствие деформирования толщи осадочных пород и каменной соли под действием силы тяжести в обстановке инверсии плотности [6].

Рассмотрим в трехмерной постановке неустановившееся движение двухслойной сильно вязкой несжимаемой жидкости с общей деформируемой поверхностью раздела $\zeta(\mathbf{r},t)=0$ и распространенной по полупространству Ω , арифметизированного эйлеровыми переменными. Оба слоя являются несжимаемыми и однородными, характеризуются динамической вязкостью m_1 и m_2 , плотностью ρ_1 и ρ_2 ($\rho_1 > \rho_2$) соответственно. Примем за основное состояние - состояние равновесия с плоской (невозмущенной) поверхностью раздела. Сила тяжести направлена от более тяжелого (верхнего) слоя к более легкому (нижнему) слою жидкости. Рассмотрим "ползущее" движение в ортогональной криволинейной системе координат.

Конкретизация физического закона состояния в виде обобщенного закона Ньютона, согласно которому симметричный тензор напряжений имеет вид:

$$\mathbf{T}^{(j)} = -p^{(j)} \mathbf{E} + 2m_j \mathbf{D}^{(j)}, \quad (1)$$

где \mathbf{E} - тензорная единица, m_j - динамическая вязкость j -го слоя, \mathbf{D} - тензор скоростей деформаций;

уравнение несжимаемости:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = 0, \quad (2)$$

линеаризация уравнения движения:

$$(\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} = 0, \quad (3)$$

определяют уравнение движения Навье-Стокса, которое в инвариантной векторной форме имеет вид:

$$r \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -\nabla(P + rU) + m \nabla^2 \mathbf{V}. \quad (4)$$

В данной задаче массовые силы потенциальны и выражаются через скалярный потенциал U :

$$\mathbf{g} = -\nabla U = -\mathbf{k} \frac{\partial U}{\partial z} = -\mathbf{k} g. \quad (5)$$

Здесь \mathbf{V} - вектор скорости, P - давление, r - плотность, \mathbf{g} - сила тяжести, $n\mathbf{r} = m$ - коэффициент динамической вязкости, n - коэффициент кинематической вязкости, t - время.

Общее решение для несжимаемых жидкостей может быть выражено по теореме Гельмгольца, согласно которой векторное поле скоростей \mathbf{V} (однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности) может быть представлено в виде суммы скалярного градиента ϕ (продольной части) и ротора векторного потенциала Ψ (поперечной части). Доказана единственность разложения на продольную и поперечную части [5]. Имеем:

$$\mathbf{V} = -\nabla \phi + \nabla \times \Psi \quad (6)$$

Подставляя (6) в уравнение (1) с учетом (3) - (5) после ряда преобразований и изменения порядка дифференцирования получаем систему, которая представляет полное множество уравнений движения:

$$\begin{aligned} \nabla^2 U = 0, \quad \nabla^2 \phi = 0, \\ n \nabla^2 \Psi - \frac{\partial \Psi}{\partial t} = 0, \quad \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{P}{r} + U. \end{aligned} \quad (7)$$

Обобщение понятия разделимости на векторные поля и соответствующие решения с учетом свойства соленоидальности поля допускает в векторном уравнении (7) разделение на три

независимых скалярных уравнения в криволинейных системах координат. Отделением экспоненциального множителя, определяющего функциональную зависимость по времени, получаем векторное уравнение Гельмгольца для зависящей от пространственных координат части решения. Имеем разложение в общем виде [5]:

$$\Psi = \nabla f + \nabla \times (\mathbf{a}_1 v y) + \frac{1}{k} \nabla \times \nabla \times (\mathbf{a}_1 v c), \quad (8)$$

где f , y , c - собственные функции скалярных уравнений типа:

$$\tilde{\nabla}^2 f + k^2 f = 0. \quad (9)$$

Задача заключается в выборе k и соответствующих функций f , y , c таким образом, чтобы удовлетворялись все заданные граничные условия.

Форма решения (8) допускает применение граничных условий, при этом множитель k^{-1} уравнивает размерность функций f , $v y$, $v c$.

Учитывая геолого-геофизическую интерпретацию задачи, определим следующие граничные (кинематические и динамические) условия.

На условно "свободной" верхней поверхности осадочного слоя $z_1(\mathbf{r}, t) = 0$ компоненты вектора скоростей ограничены и отсутствуют напряжения:

На поверхности раздела слоев $z(\mathbf{r}, t) = 0$ имеем непрерывность компонент вектора скоростей, непрерывность компонент тензора напряжений, изменение наклона поверхности раздела определяется из условия равенства нулю полной лагранжевой производной по времени:

$$\frac{D}{Dt} [z - z(\mathbf{r}, t)] = 0, \quad (10)$$

На поверхности контакта слоев $z_2(\mathbf{r}, t) = 0$ жидкость прилипает к твердой неподвижной поверхности нижележащего осадочного слоя, скорость жидкости обращается в нуль.

Начальные условия для системы (2)-(4) при $t = 0$ определяют состояние покоя.

Приведенная выше система может находиться в устойчивом равновесии, быть устойчивой или неустойчивой относительно возмущений какого-либо параметра среды.

Устойчивое равновесие в поле силы тяжести достигается, если плотность вышележащего слоя меньше плотности нижнего слоя. В противном случае поверхность раздела сред будет динамически неустойчивой. Именно это явление представляет практический интерес. В многослойной области с кусочно-однородными заданными параметрами и соответствующими начально-краевыми условиями на границах сред требуется определить для каждого слоя компоненты векторов скорости, тензоров скорости деформаций и напряжений, давления, уравнение поверхности раздела слоев возмущенного состояния в течение времени $t \in [0, T], T < \infty$.

Принципиальная возможность решения поставленной задачи основана на строгом математическом доказательстве разрешимости стационарных и нестационарных (линейных и нелинейных) задач течения вязких несжимаемых двухфазных жидкостей в заданной области, когда граница раздела фаз известна и является гладкой поверхностью. Доказано существование обобщенного решения. Показано, что линейная задача всегда однозначно разрешима. Получены условия однозначной разрешимости нелинейной задачи при достаточно малом T [4].

В эллиптической цилиндрической системе координат имеем решение задачи, частично разделяющее константы разделения. Построение соответствующих рядов по собственным функциям Матье для удовлетворения граничных условий требует для каждого члена ряда решения системы уравнений относительно собственных значений d и b . Граничные условия определяют свойство периодичности этой функции по аргументу h с периодом π (2π) и дают дискретный спектр для множества значений b . Известно [5], что не для каждой пары значений d и b уравнение Матье имеет периодическое решение периода 2π . Но для каждого действительного значения параметра d существует бесконечная последовательность соответствующих значений параметра b , для которых такое решение есть, и оно определяется при $d \neq 0$

с точностью до постоянного множителя. В этом случае периодические функции Матье являются действительными для действительных значений аргумента h . Из граничных условий имеем ограничение значений решения при $z \rightarrow \infty$ и свойство конечности и непрерывности при $x = 0$.

Таким образом, подходящее частное решение определяющей системы уравнений с учетом граничных и начальных условий для каждого слоя среды в заданной эллиптической цилиндрической системе координат имеем в виде рядов функций Матье, $Jo_m(d^{(j)}, chx), So_m(d^{(j)}, cosh)$ $Je_m(d^{(j)}, chx), Se_m(d^{(j)}, cosh)$ первого рода целого порядка m ($m \geq 0$) [5].

Развитие неустойчивости поверхности раздела слоистой вязкой толщи осадочных горных пород с выраженной инверсией плотностей и соответствующий численно-графический анализ рассматривается на примере Прикаспийской впадины - упорядоченного седиментационного бассейна, который является закономерно-организованным в пространственно-временной эволюции. Для анализа неустойчивой поверхности раздела слоев рассмотрим полубесконечную модель. Из аналитического решения следует, что скорость роста возмущений зависит от неоднородности физических параметров слоев среды (m_j - вязкости, ρ_j - плотности) и мощности (h_j) верхнего осадочного слоя. При этом скорость роста возмущений равна нулю при $d=0$ и при $d=\infty$. Существует хотя бы одно значение d_{max} , при котором скорость роста достигает максимума. В общем случае начальное возмущение содержит все волновые числа (положительные параметрические нули функций Матье) на интервале $0 < d < \infty$, но так как для линейной стадии решения применим принцип суперпозиции, то конечная картина определяется максимальной скоростью роста и соответствующим волновым значением d_{max} (наименьший параметрический нуль), которое определяется численно. Очевидно, что в общем случае значение двух

параметров d_{\max} и m определяет пространственное расположение куполов и как следствие, расстояние между смежными гребнями определяется расположением максимумов функции Бесселя $J_n(d \cdot \text{ch}x)$. Фундаментальную моду в начальном возмущении с максимальной скоростью роста и соответствующие значения параметров m и n получим анализируя положительные действительные нули и экстремумы функции Бесселя $J_n(d \cdot \text{ch}x)$. Решение устойчивое, имеет вид абсолютно и равномерно сходящихся рядов в заданной конечной части плоскости. Нормирование и множители связи вычислялись непосредственно по определению [5].

Линеаризация, приводящая к уравнениям в приближении Стокса, допустима в случае “ползущего” медленного движения и малости амплитуды возмущения по сравнению с длиной волны. По мере нарастания возмущения наблюдается усиление нелинейных эффектов. Для анализа нелинейной стадии развития неустойчивости предполагаем, что по мере развития основного процесса на возмущенной поверхности раздела слоев среды $z^*(\mathbf{r}, t) = 0$ отсутствует явление диффузии, скольжения; нормальная компонента скорости частиц каждого слоя среды равна скорости изменения самой поверхности раздела. Следовательно, полная лагранжева производная уравнения поверхности раздела слоев равна 0.

Тогда в эллиптической цилиндрической системе координат имеем нелинейное уравнение, определяющее скорость изменения поверхности раздела слоев:

$$v_z = \frac{\partial z^*}{\partial t} + \left(\frac{\sqrt{2}}{C} \sqrt{\text{ch}2x - \cos 2h} \right) \times \left[v_x \cdot \left(\frac{\partial z^*}{\partial x} \right) + v_h \cdot \left(\frac{\partial z^*}{\partial h} \right) \right] \quad (11)$$

в котором коэффициенты вида $\frac{\partial z^*}{\partial x}, \frac{\partial z^*}{\partial h}$ определяют тангенс угла наклона поверхности раздела в заданной точке. До тех пор пока этот наклон мал, нелинейными слагаемыми в уравнении (11) пренебрегаем, и допустима линейная аппроксимация. По мере развития неустойчивости и ростом куполов нелинейные члены становятся

доминирующими. Первая аппроксимация нелинейной части выражения (11) преобразуется к виду:

$$\begin{aligned} & \left[v_x \cdot \left(\frac{\partial z^*}{\partial x} \right) + v_h \cdot \left(\frac{\partial z^*}{\partial h} \right) \right]_{z=z^*} = \left\{ \left(\frac{1}{H_1} \right) \times \right. \\ & \left. \left\{ \sum_{m=0}^{\infty} \left[- \left(A_{1m} \exp(I^* z^*) + A_{2m} \exp(-I^* z^*) \right) + (I/k) \times \right. \right. \right. \\ & \quad \times \left(C_{1m} \exp(Iz^*) - C_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \left. \left. \right] \times \right. \\ & \quad \left. \text{Se}_m(d, \cosh) \cdot \left[\text{Je}_m(d, \text{ch}x) \right]_x' + \right. \\ & \quad \left. + \sum_{m=1}^{\infty} \left(B_{1m} \exp(Iz^*) + B_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \times \right. \\ & \quad \left. \left[\text{So}_m(d, \cosh) \right]_h' \cdot \text{Jo}_m(d, \text{ch}x) \right\} \times \\ & (1/w) \times \\ & \left\{ \sum_{m=0}^{\infty} \left[-I^* \left(A_{1m} \exp(I^* z^*) - A_{2m} \exp(-I^* z^*) \right) + \right. \right. \\ & \quad \left. \left. \left(I^2 + k^2/k \right) \times \left(C_{1m} \exp(Iz^*) + C_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \right] \times \right. \\ & \quad \left. \text{Se}_m(d, \cosh) \cdot \left[\text{Je}_m(d, \text{ch}x) \right]_x' \right\} + \\ & + (1/H_1) \times \\ & \left\{ \sum_{m=0}^{\infty} \left[- \left(A_{1m} \exp(I^* z^*) + A_{2m} \exp(-I^* z^*) \right) + (I/k) \cdot \right. \right. \\ & \quad \left. \left. \left(C_{1m} \exp(Iz^*) - C_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \right] \times \right. \\ & \quad \left. \left[\text{Se}_m(d, \cosh) \right]_h' \cdot \text{Je}_m(d, \text{ch}x) - \right. \\ & \quad \left. - \sum_{m=1}^{\infty} \left(B_{1m} \exp(Iz^*) + B_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \times \right. \\ & \quad \left. \left. \text{So}_m(d, \cosh) \cdot \left[\text{Jo}_m(d, \text{ch}x) \right]_x' \right\} \times \\ & (1/w) \times \\ & \left\{ \sum_{m=0}^{\infty} \left[-I^* \left(A_{1m} \exp(I^* z^*) - A_{2m} \exp(-I^* z^*) \right) + \right. \right. \\ & \quad \left. \left. \left(I^2 + k^2/k \right) \cdot \left(C_{1m} \exp(Iz^*) + C_{2m} \exp(-Iz^*) \right) \right] \times \right. \\ & \quad \left. \left[\text{Se}_m(d, \cosh) \right]_h' \cdot \text{Je}_m(d, \text{ch}x) \right\} \cdot \exp(2wt). \end{aligned} \quad (12)$$

Численно-графический анализ формирования купольных структур выполнен при следующих входных данных: $m_2 = 2.54 \cdot 10^{18}$ *нуаз*, $m_1 = 10^{20}$ *нуаз*; $r_2 = 2.16$ *г/см³*, $r_1 = 2.65$ *г/см³*; мощность верхнего осадочного слоя $h_1 = 1.4 \cdot 10^5$ *см*. Распространение, формы купольных структур в центральных, бортовых и смежных с ними частях различны. По мере

развития неустойчивости наблюдаются качественные и количественные изменения по всем координатным направлениям. Усложненный характер взаимодействия функций Матье отражает сложный механизм образования и развития куполов и впадин [7]. Для анализа закономерностей формирования куполов и их распространения приведены графики сечения областей D1, D2, D3 плоскостью $y=0$: D1($0 \leq x \leq 1.5 \times 10^2$ км, $0 \leq y \leq 1.5 \times 10^2$ км), D2($1.5 \times 10^2 \leq x \leq 3.6 \times 10^2$ км, $1.5 \times 10^2 \leq y \leq 3.6 \times 10^2$ км), D3($3.6 \times 10^2 \leq x \leq 4.8 \times 10^2$ км, $3.6 \times 10^2 \leq y \leq 4.0 \times 10^2$ км), расположенных от центра по диагонали. На рисунках 1(а,б,в) приведены графики амплитудных значений поверхности раздела: надсолевые осадочные породы - соляное тело на линейной (выделена жирной линией) при $t = 250$ лет и развитой нелинейной при $T = 1.0 \cdot 10^6$ лет стадиях областей D1, D2, D3 соответственно.

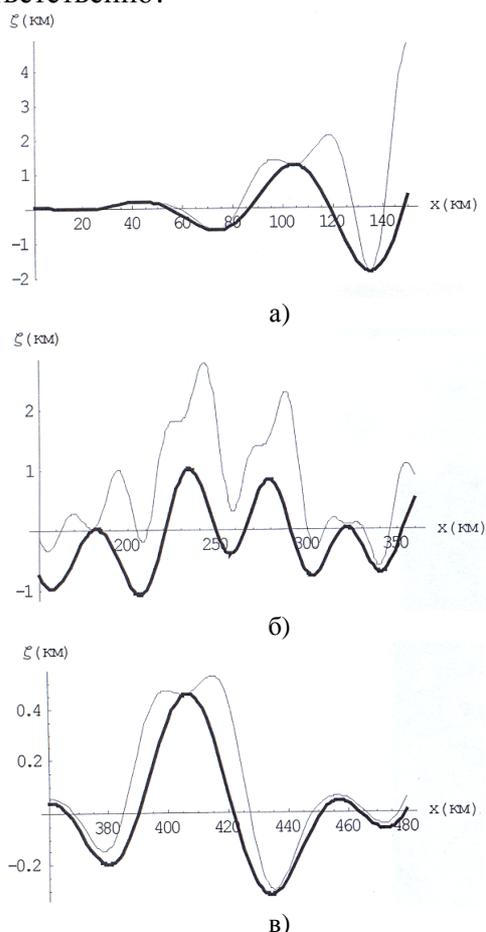


Рис.1 Графики амплитуды поверхности раздела на линейной и нелинейной стадиях

Скорости и закономерности развития куполов и впадин на линейной и

нелинейной стадиях различны. На линейной стадии имеем регулярное распределение с соответствующими амплитудами. Нелинейные члены становятся доминирующими по мере развития неустойчивости. Сначала преобладают нисходящие движения впадин, а затем наблюдаются интенсивные восходящие движения куполов рисунки 1(а, б, в). Также выражено увеличение вертикальных и поперечных размеров куполов и сопутствующее структурообразование в смежных зонах областей D1-D3. В центральной части Прикаспийской впадины установлены сложные геологические структуры – купола с большими поперечными и вертикальными размерами. Ближе к периферии бассейна, размеры соляных структур уменьшаются, площадь межкупольных пространств расширяется и становится соизмеримой с куполами. Установленные в данной постановке закономерности распространения и формирования геологических солянокупольных структур на границе раздела: надсолевые осадочные породы – соляное тело, в общем соответствуют обстановке солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины.

Литература

1. Айзенштадт Г.Е.-А., Горфункель М.В. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. Л.: Недра, 1965, 155 С.
2. Иванов Ю.А. Соленосные бассейны Евразии и их роль в формировании нефтегазоносных областей/ Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982, С. 6-15.
3. Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1952, 511 С.
4. Ладыженская О.А. Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970, 288 С.
5. Морс Ф.М., Фейсбах Г. Методы теоретической физики. М.: ИЛ, Т.2, 1960, 896 С.
6. Осипова Е.Б. Исследование фундаментальной моды неустойчивости Релея-Тэйлора в бассейне эллиптической формы//Вычислительные технологии, 1999, Т.4, N2, С.51-58.

7. Хаин В.Е. Соляная тектоника. Горная энциклопедия. М.:Недра,1989,Т.4, С.629-630.
8. Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах деформирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика, СО АН СССР, 1961, N1, С.3 - 15.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Осипова Е.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия
(osipov@poi.dvo.ru)

Аномальная активность тектогенеза Западно-Тихоокеанских зон перехода связана с взаимодействием океанского и континентального литосферных блоков. При этом механизм тектонических движений, формирующих структуры зон перехода, не достаточно изучен. Например, анализ вертикальных и латеральных рядов магматических формаций Охотоморского региона и обрамления [4,6] показывает, что его структурно-вещественная эволюция отвечает концепции направленной необратимой переработки мафической коры в сиалическую. Значит «сиализирующиеся» структуры должны изостатически «всплывать». Тем не менее, в начале кайнозоя одновременно с обособлением региона от смежных звеньев Западно-Тихоокеанской зоны перехода (ЗТЗП) Хоккайдо-Сахалинской и Камчатской системами тектонического скупивания началось погружение его «Центрального поднятия», представленного разрастающимися постостроводужными структурами.

Для объяснения этого явления предложено моделирование движений тектоносферы региона под действием локального разуплотнения астеносферы, вязкость которой последовательно снижается, возможно, в связи с накоплением флюидов.

Разрез трёхслойной тектоносферы региона по трансекту «Сахалин - Охотское море - Камчатка» аппроксимирован областью с неподвижными боковыми границами (рис.1). Толщина слоёв, поле плотности и размеры области разуплотнения определялись по сейсмическим данным [2]. Условие неподвижных боковых границ модели принято в связи с наличием Хоккайдо-Сахалинской и Камчатской пограничных систем тектонического скупивания,

разделяющих смежные регионы северной части ЗТЗП, каждому из которых соответствует своя астеносферная линза [8].

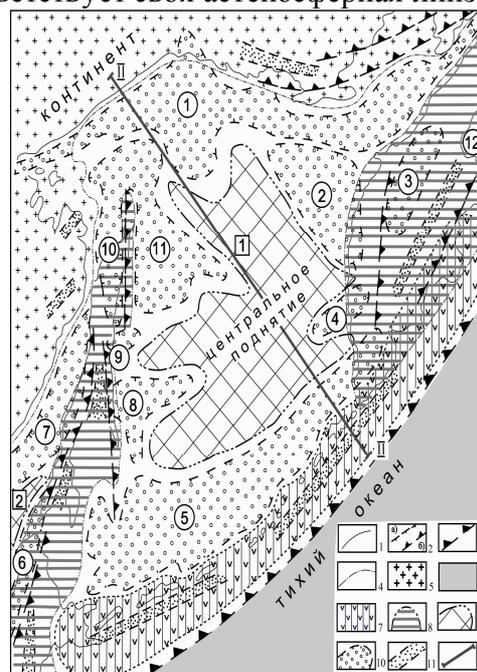


Рис.1. Схема основных структурных элементов Охотоморского звена ЗТЗП [1]

Условные обозначения 1 – береговая линия; 2 – основные разломы: а) сбросы, б) взбросо-надвиги; 3 – выход на дно сейсмофокальной зоны; 4 – границы литосферных блоков; 5 – континентальный блок; 6 – океанский блок; блок зоны перехода 7 – Курильская островодужная система; 8 – области тектонического скупивания окраинно-морской коры и их границы; 9 – подводные поднятия, цифрами в квадратах обозначены 1 – Центральное, 2 – Южно-Татарское; 10 – главные седиментационные бассейны; цифрами в кружках обозначены 1 – Северо-Охотский, 2 – ТИПРО, 3 – Воямпольский, 4 – Кольский, 5 – Южно-Охотский, 6 – Исикари-Монеронский, 7 – Северо-Сахалинский, 8 – Пограничный, 9 – Лунский, 10 – Северо-Сахалинский, 11 – Дерюгинский, 12 – Командорский; 11 – наложенные кайнозойские впадины; П-П – положение моделируемого трансекта.

Трёхслойная тектоносфера зоны перехода представлена как весомая кусочно-однородная среда Ω ,двигающаяся под действием локального разуплотнения.

Использована система уравнений вязкой жидкости в приближении Стокса с учетом условия неразрывности. Решение получено методом возмущений в безразмерном виде [3]. Для каждого слоя области Ω общее решение системы уравнений определяет бесконечно малое поле скоростей $\mathbf{V}(v_x, v_z)$ однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности [7].

Введем безразмерные координаты $x = x/a$, $h = z/H$, H – мощность трехслойной области Ω ; g – ускорение свободного падения; безразмерные компоненты скоростей $v_x = v_x/v_0$, $v_h = v_z/v_0$, $v_0 = e r_0 g a / m_0$, безразмерное время $t = T v_0 / a$, безразмерное давление $\Pi_i = P_i / (e r_i g_i a)$, $\bar{\Pi} = h + e a \Pi$, $e = H/a$.

Решение системы определяется методом разделения переменных и в заданной системе координат имеет вид [1,7]:

$$\begin{aligned} v_x &= e^{-wt} \sum_{n=1}^{\infty} v_{x_n}(h, n) \cos k_n x, \\ v_h &= e^{-wt} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} v_{h_n}(h, n) \sin k_n x, \quad (1) \\ \Pi &= e^{-wt} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \bar{\Pi}_n(h, n) \sin k_n x, \\ k_n &= k_n(a, n), \quad I_n = I_n(k_n, m_i, w, r_i). \end{aligned}$$

Коэффициенты разложения являются функциями всех параметров слоев области Ω и определяются для каждого слоя из соответствующего характеристического уравнения, которое получаем из граничных условий.

С учётом феноменологии задачи на верхней границе задано динамическое условие свободной поверхности, на нижней границе - условие жесткого сцепления. На границах раздела слоев приняты условия непрерывности нормальных и касательных компонент скорости и касательных напряжений. Начальные условия определены для состояния покоя при $t=0$. В заданной системе координат, подставляя соответствующие выражения компонент вектора скорости и выражения компонент тензора напряжений в граничные условия, получаем однородную систему из 12 линейных уравнений относительно

неизвестных коэффициентов решения. Ранг матрицы полученной системы равен 11. Значит, полученная система линейных уравнений имеет ненулевое решение, если определитель Δ двенадцатого порядка, составленный из коэффициентов при неизвестных, равен нулю. Полученное характеристическое уравнение после ряда тождественных преобразований сводится к виду $w(I_n, k_n, m_i, r_i, h_i, n, a, g_i) = 0$. Его решения определяют возможные поля скорости движения каждого слоя рассматриваемой области Ω .

Из аналитического решения следует, что скорость роста возмущений зависит от неоднородности физико-механических параметров каждого слоя: m_i – динамической вязкости, r_i – плотности, h_i – мощности каждого слоя. При этом скорость роста возмущений равна нулю при $I = k = 0$ и $I = k = \infty$. Существует хотя бы одно решение, при котором скорость роста достигает максимума. Определение фундаментальной моды с максимальной скоростью роста в начальном возмущении и соответствующее исследование характеристического уравнения выполняется через производные по общим правилам.

Численно-графический анализ выполнен для физико-механических параметров области Ω с горизонтальными границами раздела слоев: $0 \leq a \leq 3000$ км, $H = 420$ км, $H = 42$ км + $h_1 + h_2 + h_3$, где $h_1 = 63$ км, $h_2 = 210$ км, $h_3 = 105$ км. Значения вязкостей верхнего и нижнего слоев $m_1 = 2.0 \cdot 10^{21}$ пуаз, $m_3 = 10^{22}$ пуаз, вязкость среднего слоя меняется; значения плотностей в верхнем и нижнем слое мантии составляют $r_1 = 3.3$ г/см³, $r_3 = 3.4$ г/см³. Плотность возмущенного среднего слоя задана функцией $r_2 = (3.3 + Dr_2(x, h))$ г/см³. Поле разуплотнения аппроксимировано полиномами пятого порядка в зависимости от глубины и меняется в пределах $Dr_2(x, h) \sim 0.08, 0.2$ [2].

По результатам обобщения численно-графических результатов тестов при различных наборах входных данных по вязкости и плотности слоев имеем

инверсию «купол»-«прогиб» в аномальной зоне действия максимального разуплотнения и соответствующую зависимость расчетных значений скоростей движения слоев, вертикальных перемещений деформированных поверхностей, интенсивности поля напряжений и других количественных параметров [1,7]. Приведены два варианта расчетов инверсии «купол» - «прогиб», наблюдаемой в центральной части в зоне максимального разуплотнения. В первом - боковая стенка перпендикулярна плоскости основания области Ω , во втором - направлена под углом 60° . На рисунках 2(а), 3(а) приведены профили деформированной верхней границы; 2(б), 3(б) - векторные графики поля скоростей области Ω , в которой боковая стенка перпендикулярна плоскости основания. При значениях вязкости слоев: $m_1 = 2 \cdot 10^{21}$ пуаз, $m_2 = 9.5 \cdot 10^{20}$ пуаз, $m_3 = 10^{22}$ пуаз в центральной части модели в верхнем слое формируется «купол» (рис. 2(а,б)).

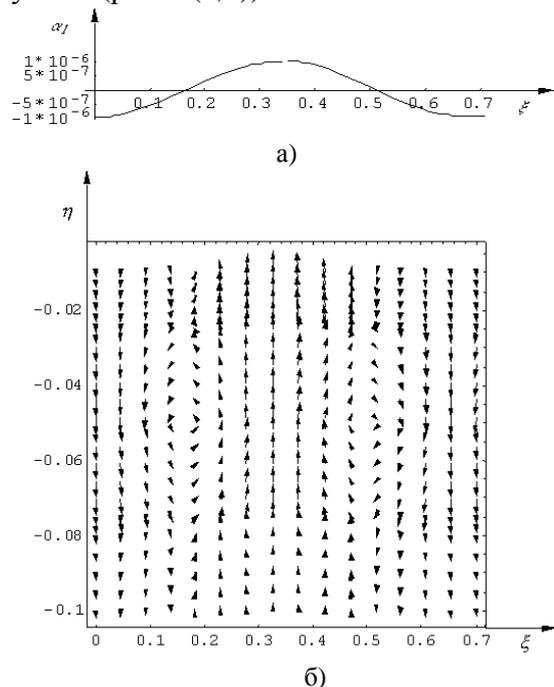


Рис.2 Графики профиля деформированной верхней границы (а) и поля скоростей режима «купола» (б).

Движение в среднем слое происходит по схеме конвективной ячейки с восходящими потоками в разуплотнённой области и нисходящими - у боковых границ. Максимальные значения вертикальных составляющих скорости движения в восходящих и нисходящих

потоках достигают 1.0 мм/год. Движение в подстилающем и перекрывающем слоях однонаправлено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями. Максимальное поднятие верхней границы достигается над областью разуплотнения [1,7].

При значениях вязкости слоев: $m_1 = 2.0 \cdot 10^{21}$ пуаз, $m_2 = 4.0 \cdot 10^{20}$ пуаз, $m_3 = 10^{22}$ пуаз в центральной части верхней части модели формируется «прогиб» (рис. 3(а,б)).

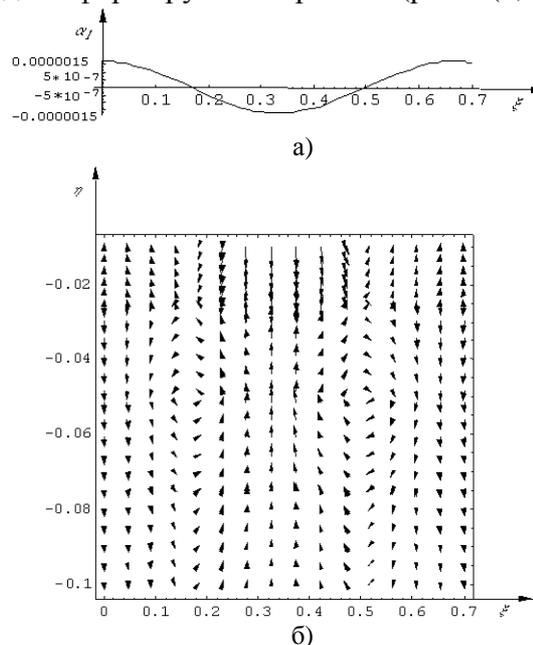
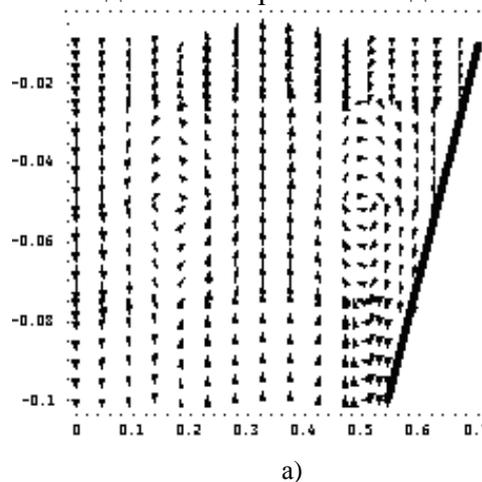


Рис.3 Графики профиля деформированной верхней границы (а) и поля скоростей режима «прогиба» (б).

На рисунках 4(а), 4(б) приведены векторные графики поля скоростей области Ω , в которой боковая стенка направлена под углом 60° для режимов «купола» и «прогиба» для тех же расчетных данных.



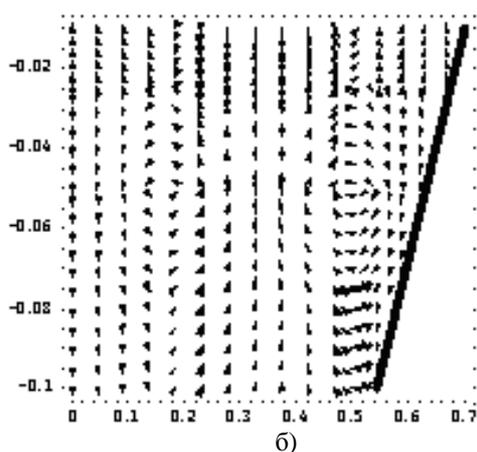


Рис.4. Графики поля скоростей режима «купола» (а) и режима «прогиба» (б).

Взаимодействие слоя пониженной вязкости с перекрывающим слоем меняется. Разуплотнённое вещество растекается под перекрывающим более вязким верхним слоем, вызывая его утонение и проседание свободной верхней границы. Пристеночный эффект наиболее выражен вблизи наклонной стенки в нижней части среднего и в подстилающих слоях (рис. 4(а,б)) [1,7].

Предлагаемая модель даёт возможность увязать мел-кайнозойскую структурно-вещественную эволюцию Охотоморского звена ЗТЗП с движениями его тектоносферы по трансекту «Сахалин-Охотское море-Камчатка». В мелу всплывание «вязкого» астеносферного вещества в центральной части могло вызвать рост вулканически активного поднятия [5]. На рубеже мела и палеогена, в связи с уменьшением вязкости астеносферы до критических значений, динамическое воздействие восходящего потока на литосферу центральной части региона снизилось, и «разжиженное» вещество астеносферы стало «растекаться» под ней. В кайнозойское время центральная часть региона развивалась в обстановке растяжения, обусловившей кайнозойский вулканизм, сопровождавший тектогенез, связанный с формированием впадины Охотского моря. В периферических частях региона в это время образовались структуры тектонического сучивания – на востоке – Камчатская, на западе – Хоккайдо-Сахалинская, что подтверждается геофизическими данными строения дна Охотского моря [4,8,9].

Таким образом, результаты

моделирования движений тектоносферы региона показывают, что инверсия тектонического режима ряда звеньев ЗТЗП может рассматриваться как следствие изменения реологических свойств астеносферы и сопутствующих движений, вероятно, в ходе её переработки флюидами на фоне общего процесса преобразования океанской коры в континентальную.

Литература

1. Безверхний В.Л., Осипова Е.Б. О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона//Тихоокеанская геология. 2009, №2, Т.28, С.27-35.
2. Болдырев С.А., Кац С.А. Трёхмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту//Вулканология и сейсмология,1982, № 2, С.80-95.
3. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М., Непомнящий А.А. Устойчивость конвективных течений. М.:Наука,1989,320 С.
4. Гринберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР//Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, С. 9–26.
5. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004, 148 С.
6. Маляренко А.Н. Мезо-кайнозойский гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана: Авт. дис. канд. г.-м. наук. Владивосток, 1991, 25 С.
7. Осипова Е.Б. Численное моделирование движения трехслойной тектоносферы тыловодужных бассейнов в рамках модели вязкой жидкости//Физическая мезомеханика, 2007, №4,Т.10, С.41-47.
8. Родников А.Г., Вадковский В.Н. Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология, 1982, №3, С. 88-91.
9. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука, 1996, 337 С.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

П

Содержание:

Павленкин А.Д., Пискарев А.Л., Поселов В.А., Поселова Л.Г. КАРТА МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА КАК ИНСТРУМЕНТ ОБОСНОВАНИЯ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (ВГКШ) РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	1385
Павленкова Г. А. ГОТЛАНД-РИЖСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПОЯС НА ЮГЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)	1388
Павленкова Н.И. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКИХ ПЛАТФОРМ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ	1392
Палымский Б.Ф., Кузнецов В.М., Петров А.Н., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г. О ПРИНЦИПАХ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ	1396
Палымский Б.Ф. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА	1401
Параев В. В., Еганов Э. А. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРОБЛЕМ НАУК О ЗЕМЛЕ	1406
Парфенова Т.М. ГЕОХИМИЯ НАФТИДОПРОЯВЛЕНИЙ В КУОНАМСКОЙ И ОЛЕНЕКСКОЙ СВИТАХ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)	1412
Парфенюк О.И. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ	1415
Патрикеев В. Н. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА	1420
Петрищевский А.М. ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ	1425
Петров Г.А., Рыбалка А.В. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ТРАНСЕКТАМ	1430
Петров Г.А. ТЕРРЕЙНЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ УРАЛА	1436
Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В. ОСОБЕННОСТИ ВНЕОСЕВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ	1442
Пискарев А.Л., Павлов С.П., Поселов В.А., Буценко В.В. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА С СИБИРСКИМ ШЕЛЬФОМ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	1447
Побережная Т.М. ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ПРИ РЕШЕНИИ ЭКОЛОГО-БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ	1451

Погорельский А.И., Егоров М.С. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИИ НОРИТОВ ОАЗИСА ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, ЗАЛИВ ПРЮДС)	1456
Покровская Н.Е. ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ СНЕГУРОЧКА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ПОИСКОВО ПРОГНОЗНЫХ ЗАДАЧ	1459
Покровский М.П. ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЕТЕ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ НАУКИ	1462
Полетаев А.И. РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА-1	1468
Полетаев А. И. РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА-2	1473
Палымский Б.Ф. МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ	1477
Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РАЙОНИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА	1482
Попков В.И. НОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР АКАДЕМИК В.Е. ХАИН)	1487
Попков В.И., Сазонов И.Г., Коллеганова Д.А. О НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД	1492
Постников А.В., Постникова О.В. ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПАЛЕОРИФТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ	1495
Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. ПРОТРУЗИВНО-РАЗЛОМНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЗОН ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ	1499
Карпенко И.В., Приходченко Е.Е. РЯДЫ ТЕКТОНОФАЦИЙ В СТРОЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН	1504
Прокофьева А.В. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ОЛОВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РАСТВОРЕ ПРИ 500°С, 1 КБАР: РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ	1509
Промыслова М.Ю. МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАНИЧЕСКИЙ РИФТ – КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТ	1512
Прусакова Н.А. ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА	1517
Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А. ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ	1522
Пучков В.Н. ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛИД: СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ГЛОБАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ	1527
Пушкарев П.Ю., Мойланен Е.В. НАЗЕМНЫЕ И СПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ МАНТИИ ЗЕМЛИ	1530

Пушкарев Е.В.

**ПИРОПОВЫЕ ВЕБСТЕРИТЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА - ИНДИКАТОРЫ
ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАНТИИ УРАЛА**

1533

КАРТА МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА КАК ИНСТРУМЕНТ ОБОСНОВАНИЯ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (ВГКШ) РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Павленкин А.Д., Пискарев А.Л., Поселов В.А., Поселова Л.Г.

ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия (apiskarev@gmail.com)

Карта мощности осадочного чехла Арктического бассейна составлена для применения критерия обоснования ВГКШ Российской Федерации. Геологические критерии расширения ВГКШ прибрежных государств (Конвенция ООН по морскому праву 1981г., пункты 76, 2 и 76,3) включают возможность установления ВГКШ на расстояние от подножия континентального склона (ПКС), на протяжении которого мощность осадков не менее 1% этого расстояния и которое в любом случае не превышает 350 миль от исходных линий или 100 миль от изобаты 2500 м.

Увеличение юридического шельфа Российской Федерации относительно его площади, вычисленной при использовании формульной линии ПКС+60 миль, следует ожидать только в котловинах Нансена, Амундсена, Макарова и Подводников, где возможно применение геологического критерия мощности осадочного чехла.

Своеобразие морфоструктуры глубоководной части Северного Ледовитого океана обусловило многочисленность концепций её формирования [1], на фоне чего становится неприемлемым рассмотрение отдельных геоструктур бассейна в отрыве от остальных, что привело к необходимости построить карту мощности осадочного чехла на всю акваторию. При построениях были использованы все доступные современные структурные компиляции и сейсмические разрезы, выполненные на шельфах Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, вся первичная сейсмическая информация по глубоководной части СЛО, полученная российскими геофизиками, а также опубликованные зарубежными коллегами материалы по площади за пределами российского сектора.

В глубоководной части Арктики для структурных построений использованы первичные материалы сейсмосондирований МОВ, полученных в экспедициях «Север», которые оцифровывались и обрабатывались со сведением точечных зондирований в линейные компилятивные сейсмометрические профили, что улучшало корреляцию волн на временных разрезах. Кроме данных полевых наблюдений были использованы значения мощности осадочного чехла и глубины до фундамента, снятые со структурных карт и разрезов, имеющих в отчетах и опубликованных в научной литературе [2].

Под осадочным слоем для коры континентального типа понимается слой, ограниченный снизу кровлей консолидированной коры, а для коры океанического типа - подошвой осадочного слоя, соответствующей поверхности второго океанического слоя.

По особенностям технологии наблюдений все использованные временные разрезы делятся на четыре группы.

К первой группе относятся временные разрезы МОВ-ОГТ, полученные преимущественно на шельфе и континентальных склонах, а также по геотраверсам ГСЗ 5-АР и Арктика-2007. На них расслоенные рефлекторами осадки фиксируются до полного прекращения записи отражений ниже горизонта, индексируемого АВ (акустический фундамент). В пределах средней части расслоенных рефлекторами осадков выделяется один опорный горизонт, получивший название RU (региональное несогласие).

Ко второй группе относятся временные разрезы, полученные на дрейфующих станциях "Северный Полус". На временных разрезах по дрейфующим станциям

"Северный Полюс" повсеместно отмечается хорошая корреляция рефлекторов с подчеркиванием горизонтов АВ и RU, как и на разрезах МОГТ.

К третьей группе относятся временные разрезы, представленные компилятивными сейсмобатиметрическими профилями, на которые снесены данные площадных точечных зондирований МОВ в окрестностях профилей. При этом снос достигал местами десятков километров, а расстояния между зондированиями менялись от первых км до десятков км.

К четвертой группе относятся готовые (преимущественно зарубежные) глубинные разрезы, взятые из доступных литературных источников.

Первичные разрезы были либо цифровые, либо оцифрованные твердые копии. В итоге создана "таблица точек" с географическими координатами и данными по глубине дна, глубине фундамента, и по мощности осадков в масштабе времени.

По простиранию крупнейших морфоструктур поверхности дна и по региональному (господствующему) простиранию изопакит осадочного чехла Арктическая акватория разделяется на три области. К первой области относится Евразийский бассейн с его континентальными бортами. Он пересекает Арктическую акваторию почти посередине и вкост её основного простирания от Баренцева моря до моря Бофорта. Здесь господствующие простирания субпараллельны оси хребта Гаккеля, на котором осадки имеют минимальную мощность вплоть до отсутствия на отдельных поднятиях хребта. Мощность осадков в котловинах редко превышает 4 км, что связано как с недавним (по геологическим меркам) формированием области аккумуляции осадков при раскрытии бассейна, так и отдаленностью основных источников сноса, а также маломощностью и эпизодичностью функционирования ближайших источников сноса.

Ко второй области относится глубоководная акватория Амеразийского бассейна с примыкающими шельфами (за

исключением Канадского Арктического архипелага, где доминирует суша).

В Амеразийском бассейне хорошо просматриваются главные структуры в его северной и северо-западных частях: хребты Ломоносова, Альфа-Менделеева и разделяющая их депрессия, сегментируемая поперечными субширотными поднятиями (перемычками) на три впадины: Макарова, Подводников - 2 и Подводников - 1. На поднятиях установлен маломощный (до 1 км) осадочный слой, во впадинах его мощность повышается до 4 км и более.

В зоне сочленения Амеразийского бассейна и шельфа восточно-арктических морей мощность чехла максимальна у подножия склона шельфа моря Лаптевых. Восточнее ось регионального прогиба уходит в котловину Подводников, а затем поднимается на склон и шельф, где переходит в Северо-Чукотский прогиб с мощным осадочным чехлом (до 18 - 20 км), возраст которого оценивается, предположительно, как верхний палеозой - кайнозой.

К третьей области относится акватория Баренцево-Карского шельфа. Господствующие простирания геоструктур в этой области (Баренцевский мегапрогиб, Новая Земля, сегменты архипелагов) соответствуют простираниям геоструктур области Амеразийского бассейна.

Карта мощности осадочного чехла, построенная по данным, полученным с применением различных технологий и переменной плотностью полевых наблюдений, не может заменить непрерывных наблюдений по сети сейсмобатиметрических профилей для использования критерия мощности осадков, однако она полезна для оптимизации планирования этих профилей и для обоснования закономерностей плановой структуры мощности осадков.

Литература

1. Гуревич Н.И., Глебовский В.Ю. Краткий обзор тектонических концепций образования Амеразийского суббассейна (Северный Ледовитый океан) // Российский геофизический журнал. 2004. №33—34, С. 38—51.

2. Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K. Sedimentary cover thickness map – sedimentary basins in the Arctic // Polarforschung 69. 2001. P. 243-249.

ГОТЛАНД-РИЖСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПОЯС НА ЮГЕ БАЛТИЙСКОГО ШИТА (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Павленкова Г. А.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия
(gpavlenkova@ya.ru)

На южной окраине Балтийского щита в разные годы и разными странами выполнено пять почти параллельных профилей глубинных сейсмических исследований (рис.1): Fennolora [7], Coast

[8], BABEL [5], «Балтийское море» [1] и Прибалтийский [4]. Из-за разной методики отработки и интерпретации данных по этим профилям и разной, часто несопоставимой формы их представления, совместный их

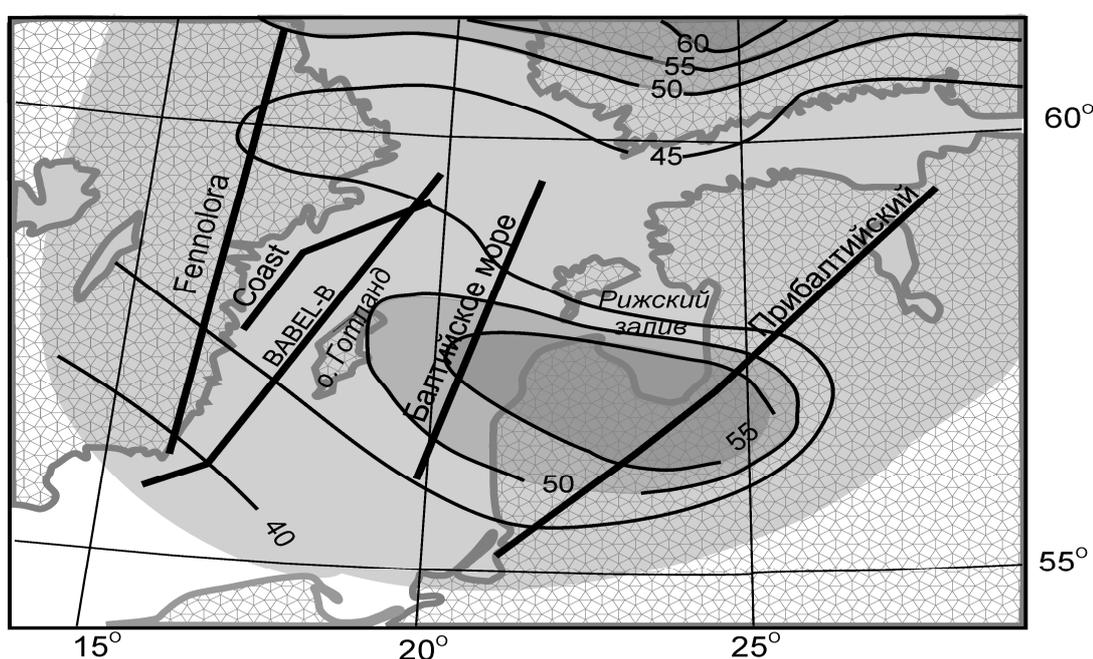


Рис.1 Схема глубин до подошвы земной коры, границы М, и расположение сейсмических профилей в южной части Балтийского щита.

анализ и обобщение были затруднены. Переинтерпретация данных по этим профилям по единой методике и на современном методическом уровне [2], а также применение метода миграции преломленных и закрытых отраженных волн [3], позволила согласовать между собой данные по этим профилям и по-новому представить детальное строение земной коры и верхов мантии этого участка Балтийского щита.

Прибалтийский профиль. Для этого профиля потребовалась полная переобработка первичных данных. Он был отработан в 70-ые годы многоканальными

станциями по методике непрерывного профилирования. Полученные на профиле волновые поля не позволили тогда однозначно определить структуру земной коры. Методика интерпретации данных ГСЗ в те годы основывалась на методе преломленных (головных) волн, но четких записей этих волн даже от подошвы коры (границы М) не было получено. В результате были построены отдельные отражающие площадки в широком диапазоне глубин (от 30 до 50 км), среди которых трудно было выделить подошву коры.

Экспериментальные материалы по этому профилю в виде детальных годографов всех волн были переинтерпретированы на основе современных методов интерпретации

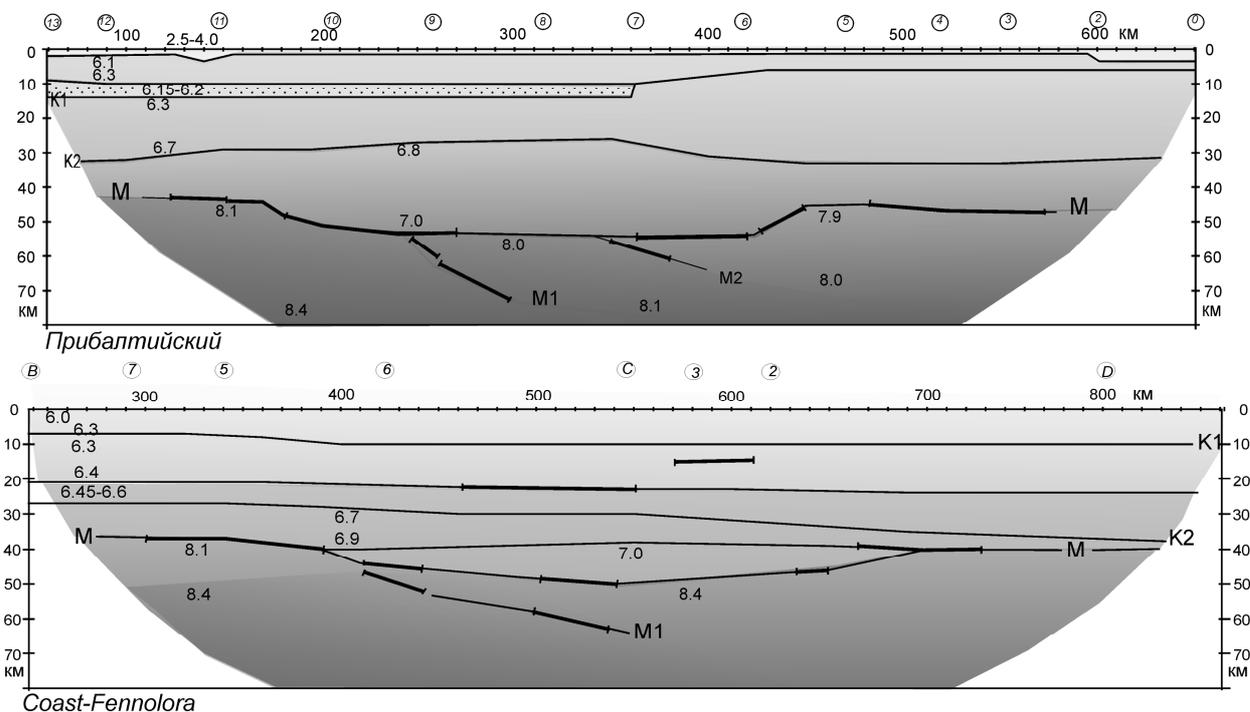


Рис.2 Сейсмические разрезы по Прибалтийскому профилю (а) и по объединенному профилю Coast –Fennolora (б). Тонкими линиями показаны границы между слоями с разными сейсмическими скоростями (км/с), толстые линии соответствуют отражающим площадкам. Точками отмечен слой с пониженной скоростью

данных ГСЗ (лучевого моделирования) и с применением новых приемов анализа волновых полей и определения природы регистрируемых волн. Это позволило проследить границу М вдоль всего профиля и построить скоростной разрез земной коры (рис.2а).

По полученному разрезу земная кора южной части Балтийского щита характеризуется рядом структурных особенностей. В верхней части коры не наблюдается каких-либо существенных горизонтальных неоднородностей, лишь на глубине около 10 км выделен слой с пониженной скоростью. Главной особенностью полученного разреза является глубокий прогиб по границе М, глубина до которой изменяется от 40 км на краях профиля до 50 км в его центре. Характерной особенностью структуры нижней части земной коры является также увеличение в области прогиба границы М мощности слоя с высокими скоростями (6.8-7.0 км/с). Это

увеличение подчеркивается подъемом преломляющей границы со скоростью 6.8 км/с над этим прогибом. В самых верхах мантии выделены отражающие площадки М1 и М2, наклоненные на север, которые можно связывать с нарушениями в верхней мантии.

Профили Fennolora и Coast отработаны в разное время [7,8], но они образуют единую систему наблюдений, позволяющую построить детальный скоростной разрез, как земной коры, так и верхов мантии восточной окраины Балтийского моря (рис.1). Отличительной особенностью разреза по этому профилю является аномально высокая (8.4 км/с) скорость по границе М. Построенный методом математического моделирования разрез (рис.2 б) показал, что как и в Прибалтике, граница М погружается в центре профиля до глубины более 50 км и в этой погруженной зоне в верхах мантии наблюдается круто наклоненная на север

отражающая площадка М1. Прогиб по границе М также заполнен высокоскоростными (до 7.0 км/с) образованиями.

Профиль BABEL-B был отработан методом отраженных волн (в модификации ОГТ), а выставленные на побережье сейсмические станции дали возможность дополнить разрезы ОГТ данными о скоростях в земной коре и о положении границы М [5]. Как и на предыдущих профилях, граница М погружается к центру профиля. Высокая детальность работ ОГТ по этому профилю позволила выявить ряд дополнительных особенностей земной коры в области прогиба по границе М, например, наличие глубокой грабенообразной структуры в верхах коры в северной части этого прогиба. Эта структура соответствует впадине Jotnian-Vendian, выделенной по геологическим данным в прибрежной зоне Швеции. По отраженным волнам в этой впадине, глубиной около 10-15 км, прослеживается несколько суб-горизонтальных границ. Глубже земная кора характеризуется сложным строением с чередованием «мутных» и «прозрачных» зон.

Профиль «Балтийское море» был отработан с донными станциями и с виброисточниками [1]. По полученному разрезу, как и на других профилях, границы в земной коре залегают практически горизонтально, но четко очерчивается прогиб границы М до глубины 50 км в центре профиля. Этот прогиб заполнен высокоскоростными образованиями (до 7 км/с). Детальные непрерывные записи всего волнового поля, полученные от виброисточников, позволили применить для их обработки новую методику – миграцию преломленных и закритических отраженных волн [3], которая позволяет построить по данным ГСЗ волновые разрезы, подобные разрезам ОГТ. На полученном разрезе в погруженной по границе М части выделяется несколько наклоненных на север границ. В земной коре, как и на профиле BABEL-B также выделена прозрачная зона, которая может быть связана с грабеном Jotnian-Vendian.

Таким образом, данные по всем профилям одинаково отражают особенности выделенной синформной по границе М структуры: меняется не только глубина до границы М, но и внутреннее строение земной коры. Мощность коры в центральной части этой структуры увеличивается до 50-55 км по сравнению с 40-45 км на ее бортах. Прогнутая часть структуры заполнена веществом с повышенными сейсмическими скоростями. Меняются и свойства самой границы М: на южном борту синформы она представлена четкой отражающей границей, а в прогнутой и северной частях синформы она разрушена.

Такого рода структура с еще более глубоким погружением границы М была выявлена ранее на Балтийском щите в районе южной Финляндии [9]. Изучению природы этой необычной для платформенных регионов структуры посвящено много геофизических и геологических работ, но до сих пор она остается дискуссионной. Необычность заключается в том, что прогибы Мохо чаще всего наблюдаются под горными системами, это - так называемые «корни гор», которые обеспечивают изостатическую уравновешенность земной коры. В пределах щита с практически плоским рельефом глубокие прогибы по границе М можно объяснить сохранностью «корней гор» древних орогенных систем. Изостатическая уравновешенность земной коры обеспечивается в этом случае утолщенной нижней корой, характеризующейся высокими скоростями (рис.2). Большая часть исследователей разделяет объяснение прогиба Мохо в Южной Финляндии, предложенное в работе [6], где эта структура рассматривается как коллизионная зона между Карельским древним кратоном и Свеафенским протерозойским орогеном.

Такой же природой можно объяснить и описанную выше синформную структуру, вытянутую вдоль окраины щита от острова Готланд до Рижского залива. Геодинамические процессы образования подобных структур можно описать по-

разному. Но общим для них является процессы растяжения и сжатия на разных этапах геологического развития и интенсивное преобразование корового вещества. Все это отражается в структуре земной коры. Прогиб Мохо отражает существование в этой области орогена. Наличие глубокого грабена в северной части прогиба свидетельствует о рифтогенных процессах. Наклонные на север разломные зоны в верхах мантии говорят о возможных подвижках литосферы в южном направлении. Все это позволяет назвать этот пояс зоной коллизии, ограничивающей с юга Балтийский щит. Конечно, в протерозойское время все эти структурные особенности земной коры были более выраженными, и они существенно сгладились в платформенный период ее развития.

Таким образом, совместный анализ и переинтерпретация сейсмических материалов на новой методической основе позволили выявить на юге Балтийского щита протяженный структурный пояс, Готланд-Рижский, характеризующийся увеличенной мощностью земной коры и глубинными нарушениями в верхней мантии. Нарушения наклонены на север, а прогнутая по границе М часть этой структуры заполнена веществом с повышенными сейсмическими скоростями. Вдоль северной окраины прогиба в верхней части земной коры выявлен узкий грабен. Все эти особенности земной коры дают основание предположить наличие в Прибалтике вдоль южной окраины Балтийского щита древнего коллизионного пояса с направлением основных движений с севера на юг.

Литература

1. *Островский А.А.* Донные сейсмоэксперименты. М: Наука, 1998. 255 с.
2. *Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.* Земная кора южного коллизионного пояса Балтийского щита. Региональная геология и металлогения, 42, 2010. С. 34-39.
3. *Павленкова Н.И., Пилипенко В.Н., Островский А.А.* Особенности сейсмических изображений структуры земной коры по данным ОГТ и ГСЗ (на примере района Балтийского моря) Физика Земли, № 6, 2003. С.102-112.
4. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР (Отв.ред. Зверев С.М., И.П.Косминская). М: Наука, 1980, 184 стр.
5. *BABEL Working Group*, 1993. Deep Seismic Reflection/Refraction Interpretation of Crystal Structure along BABEL Profiles A and B in the Southern Baltic Sea // *Geophys. J. Int.* 112. 325—343.
6. *Korja, T., Luosto, U., and Heikkinen, P.*, 1993. Seismic and geoelectrical evidence for collision and extensional events in the Fennoscandian Shield – implication for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics*, 219, 129-152.
7. *Guggisberg B., Kaminski W., Prodehl C.*, 1991. Crustal structure of the Fennoscandian Shield, a travelttime interpretation of the long-range FENNOLORA seismic refraction profile. *Tectonophysics* 195, № 2/4, 105-138.
8. *Lund C-E., Gorbachev R., Smirnov A.*, 2001. A seismic model of the Precambrian crust along the coast of the southern Sweden: the Coast Profile wide-angle airgun experiment and the southern part of FENNOLORA revisited. *Tectonophysics*, 339, 93-111.
9. *Luosto, U.*, 1991. Crustal structures of Eastern Fennoscandia. *Tectonophysics*, 189, 19-27.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКИХ ПЛАТФОРМ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Павленкова Н.И.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия
(ninapav@mail.ru)

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенные МинГео СССР на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами (рис.1) [2], до сих пор является уникальным источником информации о структуре верхней мантии платформенных областей.

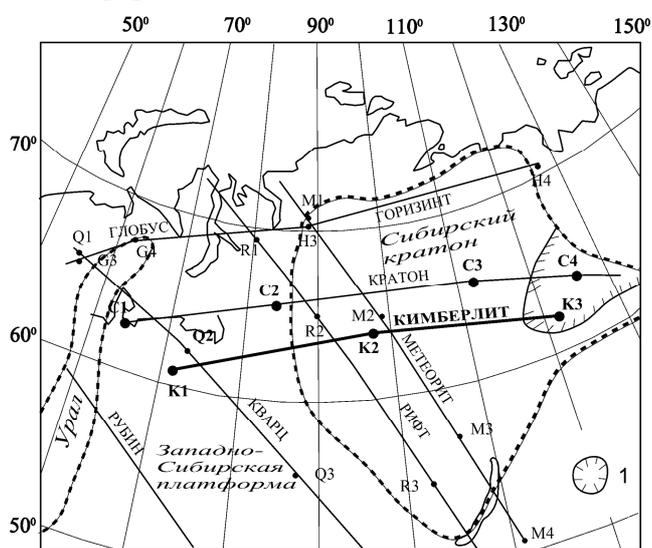


Рис. 1. Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами (на профиле «Кимберлит К1, К2, К3). 1-Вилюйская впадина.

Обобщение и анализ этих данных, проведенные в последние годы по всем профилям [5,10], позволили выявить главные закономерности этой структуры и по-новому осветить проблему динамики верхней мантии. Установлено, что для всей верхней мантии характерна существенная неоднородность, которая выражается в изменчивости сейсмических скоростей с глубиной и по горизонтали, в наличие региональных сейсмических границ и других неоднородностей. Многие из этих неоднородностей оказались неожиданными и до сих пор не нашли однозначного объяснения. Рассмотрим некоторые из них.

Сначала предполагалось, что исследования на сверхдлинных профилях позволят установить различия в строении верхней мантии основных тектонических структур, определить природу крупных геофизических аномалий и описать систему литосфера-астеносфера. Проведенные работы действительно подтвердили ожидаемое региональное изменение скоростей, коррелируемое с тектоникой и тепловым потоком: под холодной Сибирской платформой они повышенные, 8.1-8.3 км/с, под Западно-Сибирской плитой с высоким тепловым потоком - понижены до 8.0 км/с (рис. 2). Но эта глобальная закономерность столкнулась с проблемой интерпретации гравитационного поля: повышенным сейсмическим скоростям под Сибирским кратоном соответствуют пониженные плотности.

Кроме этого в верхах мантии Сибирского кратона выявлены блоки аномально высоких сейсмических скоростей (до 8.6 км/с), которые не коррелируются ни с тектоникой этого региона, ни с геофизическими полями. Объяснить их петрологически трудно, а предположение, что они связаны с анизотропией скоростей, пока не нашло подтверждение в экспериментальном материале.

Другой неожиданной особенностью в структуре верхней мантии явилось отсутствие зоны пониженных скоростей в области «термической» астеносферы, то есть общепринятая реологическая модель жесткой литосферы и астеносферы, как области частичного плавления, не подтвердилась. Главная роль в определении глубины до подошвы литосферы традиционно отводится геотермическим методам: по данным измерений теплового потока определяется глубина возможного

солидуса. По сейсмическим данным такая астеносфера должна выделяться, как слой пониженных скоростей. Под Сибирскими платформами по данным теплового потока астеносфера предполагалась на глубине 250-300 км [7]. Но на этой глубине указанными сейсмическими исследованиями не выделено слоев с пониженной скоростью (рис. 2). Правда, здесь наблюдается смена структурного плана, которая дает основание предполагать смену реологических свойств вещества. Это следует из формы сейсмических границ L и H: граница L обычно повторяет структурную неоднородность верхних слоев, а граница H имеет обратный рельеф. То есть на этой

глубине осуществляется изостатическая уравниваемость верхней мантии. Последнее возможно именно благодаря общему увеличению пластичности материала на глубине 250-300 км. Это подтверждается и увеличением под Сибирской платформой на глубине 250 км величин добротности, определенных по сверхдлинным профилям на основе спектрального анализа сейсмических волн [3]. Этот слой повышенной пластичности можно назвать астеносферой, но твердофазной. Такая трактовка дана сейсмической модели верхней мантии и в работе [4] при построении петрофизической ее модели с учетом данных ксенолитов и температурного режима.

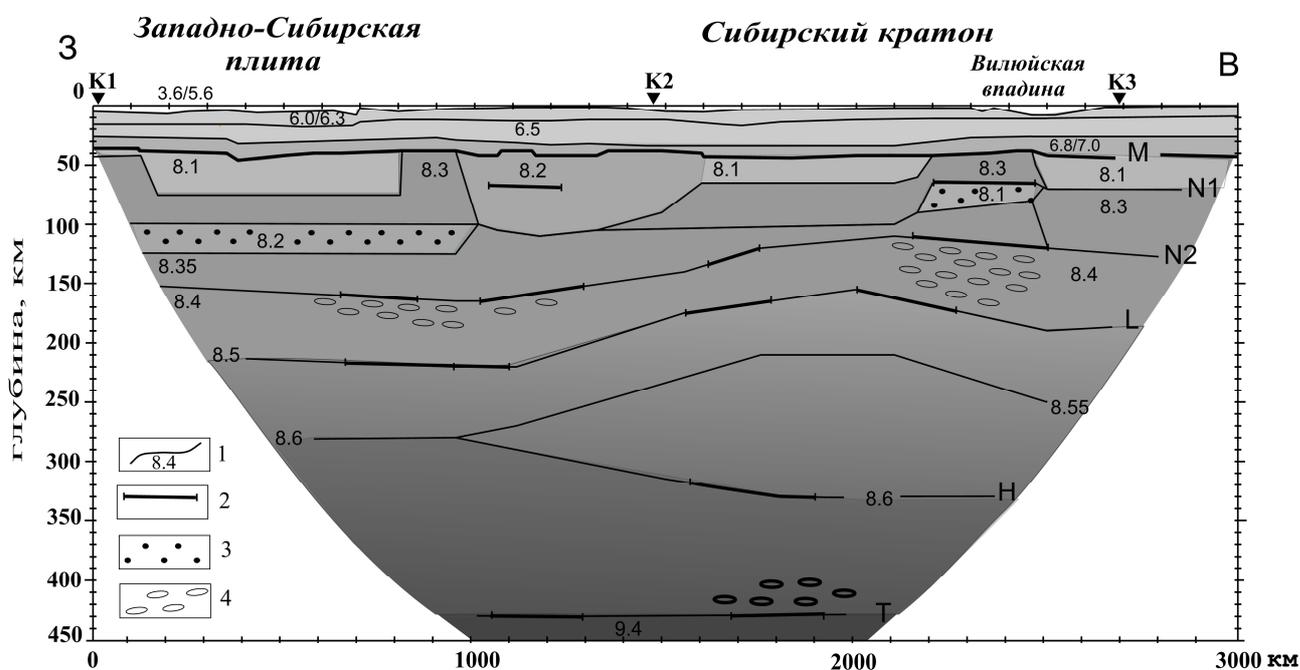


Рис.2 Сейсмический разрез верхней мантии по профилю «Кимберлит»: 1 – изолинии скорости (км/с), 2 – отражающие границы, 3 – слои с пониженными скоростями, 4 – области повышенной гетерогенности

Новой особенностью реологической модели верхней мантии оказалось деление литосферы на два слоя разной степени пластичности. Это следует из структурных особенностей литосферы. Верхняя ее часть до глубины 80-100 км характеризуется блоковой структурой с существенными перепадами сейсмических скоростей на границе блоков, часто разделенных глубинными разломами. Это – наиболее жесткая часть литосферы. Ниже 100 км горизонтальная неоднородность

незначительна, то есть на этих глубинах вещество более пластично и не способно сохранить блоковую структуру.

Выявленная расслоенность верхней мантии подчеркивается слоями с пониженной скоростью, наблюдаемыми на глубине около 100 км и сейсмическими границами (рис. 2): граница N1 (скоростной уровень $V = 8.35-8.4$ км/с), N2 ($V = 8.4-8.45$ км/с), L ($V = 8.5$ км/с) и H ($V = 8.6$ км/с). На всех этих границах не происходит резких скачков скоростей. Они выделены, в

основном, по отраженным волнам, имеющим сложную многофазовую запись. Расчеты показали, что такие волны формируются не на границах первого рода, а в неоднородных расслоенных зонах мощностью до 2-3 км, с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей. Перепады скоростей в таких прослоях должны быть значительными – не менее 0.3 км/с.

Объяснить природу таких многослойных пачек и причину резких перепадов скоростей в отдельных их прослоях не просто. Мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям. По петрофизическим данным никакие существенные фазовые переходы на отмеченных глубинах не предполагаются [8], да они и не могут создать многослойные пачки. Одно из возможных объяснений высокоскоростных прослоев может быть анизотропия скоростей, типичная для основного минерала верхней мантии оливина. Но прослой с пониженными скоростями, так же как и слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км, объяснить традиционным образом невозможно.

Обычно слои пониженных скоростей в верхней мантии связывают с астеносферными линзами, то есть с областями частичного плавления. Как уже отмечалось, по последним данным [4] для Сибири частичное плавление мало вероятно в пределах всей верхней мантии. Однако все эти оценки возможного солидуса проводились для «сухой» мантии, в то время как показали лабораторные исследования, небольшое содержание флюидов существенно снижает эту температуру и может привести к частичному плавлению на малых глубинах [1]. То есть именно повышенным содержанием флюидов можно объяснить слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км.

Флюидную природу могут иметь и низкоскоростные прослои в расслоенных отражающих зонах. Предположение, что эти прослои, связаны с концентрацией в них

глубинных флюидов, согласуется с данными по сибирским ксенолитам. В работе [6] показано, что ксенолиты, сформировавшиеся на глубине выделенных региональных границ, имеют признаки пленочного плавления.

Еще одной неожиданностью в структуре верхней мантии Сибири оказались сейсмические скорости в ее нижней части: они повышены под молодой Западно-Сибирской платформой и понижены под холодным Сибирским кратоном (рис.2). Такое же соотношение вытекает из сопоставления скоростной модели Сибирского кратона с обобщенной по миру моделью IASP-91 [9] которая отличается повышенными скоростями на глубине 250-400 км (рис.3). Модель IASP91 построена, в основном, по сейсмологическим данным, полученным в сейсмоактивных регионах, характеризующихся высоким тепловым потоком. В областях повышенного теплового потока можно было ожидать пониженных скоростей не только в верхах, но и в низах верхней мантии. Вероятно, модель IASP91 отражает петрофизические изменения вещества верхней мантии в тектонически активных регионах. Это – нерешенная пока, но очень важная геодинамическая проблема.

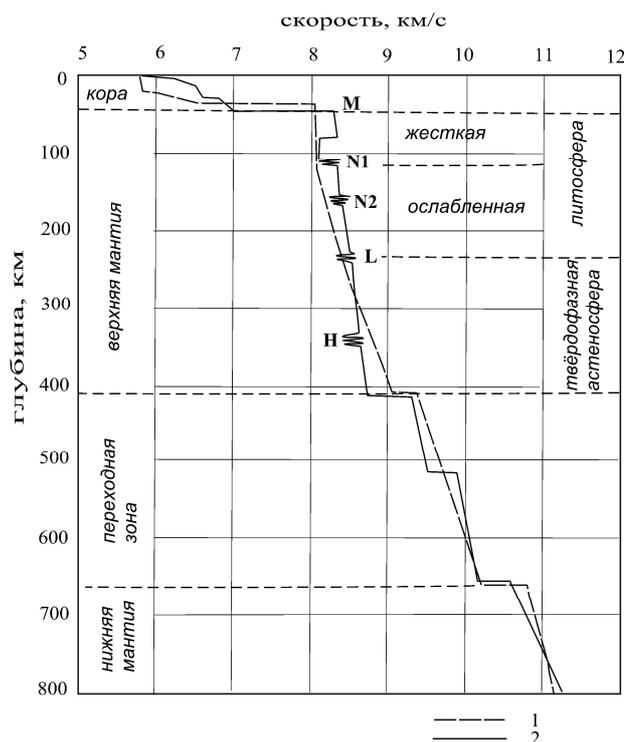


Рис. 3. Обобщенная сейсмическая модель верхней мантии Сибирского кратона (2) в сопоставлении с моделью IASP91 (1).

В целом, полученная скоростная модель низов верхней мантии Сибири не согласуется с идеей конвективного переноса вещества и энергии в областях повышенного теплового потока. В этих областях при конвекции сейсмические скорости должны быть понижены во всей верхней мантии, а кровля переходной зоны приподнята. Под Западно-Сибирской плитой с повышенным тепловым потоком пониженные скорости наблюдаются только в верхних 200 км, ниже, как отмечалось, они повышены по сравнению с холодным Сибирским кратоном, а кровля переходной зоны практически горизонтальна.

Это необычное распределение скоростей в низах верхней мантии также находит свое объяснение с точки зрения флюидной концепции глобальной геодинамики [1]. Поступающие из нижней мантии энергоемкие глубинные флюиды характеризуются малыми потерями энергии на больших глубинах, они выделяют ее при физико-химических преобразованиях в верхних частях мантии, не нарушая существенно температурный режим в нижних ее областях. В результате, в отличие от конвекции, они в большей мере прогревают вещество мантии только на глубине 50-200 км, что и отражается в пониженных скоростях на этих глубинах в областях высокого теплового потока, но практически не изменяют температурный режим на больших глубинах.

Литература

1. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Материалы

- международной конференции памяти академика П.Н.Крапоткина, 20-24 мая 2002, Отв.ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев/ М: ГЕОС. 2002. 471 с.
2. *Егоркин А.В.* Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 114-130
3. *Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М.* Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 2. С.37-50.
4. *Кронрод В.А., Кусков О.Л., Прокофьев А.А.* Распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона по данным региональных сейсмических моделей // Гехимия. 2009. С.
5. *Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Том 47. № 5. С. 630-645
6. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б.* Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск. ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.
7. *Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geoph. Res. 2001. V.106 (B8). P.16 387-16 414
8. *Griffin W., Ryan C., Kaminsky F et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. - 1999. - 310 - P.1-35.
9. *Kennet B.L.N. and Engdahl E.R.* Travel times for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int., 105, 1991. P. 429-465.
10. *Pavlenkova G.A. and N. I. Pavlenkova.* Upper Mantle Structure of the Northern Eurasia from Peaceful Nuclear Explosion Data // Tectonophysics, 416, 2006.P.33-52.

О ПРИНЦИПАХ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ

Палымский Б.Ф., Кузнецов В.М., Петров А.Н., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан, Россия
(palymsky@neisri.ru)*

Многочисленные тектонические карты и схемы, появившиеся за 70-летнюю историю тектонической картографии на территорию северо-восточного региона (характеристика этого периода приведена в работе А.Д. Чехова [10]), составляют по своей идейной направленности три основные группы – «фиксистские», «умеренно мобилистские» (конструктивного тектогенеза) и «плейттектонические». На фиксистской основе (по традиционному на тот период принципу - возрасту завершающей складчатости) составлена «Тектоническая карта Северо-Востока СССР», созданная в 1966 г. коллективом авторов СВКНИИ (В.Ф. Белый, А.А. Николаевский, С.М. Тильман, Н.А. Шило). Представителями второй группы могут служить «Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей» сводного коллектива СВКНИИ-ГИН (1979 г., по времени формирования зрелой земной коры), «Тектоническая карта Северо-Востока Азии» под редакцией С.М. Тильмана и Н.А. Богданова (1992 г.) и др., Начиная с «Геодинамической карты СССР...» Л.П. Зоненшайна с соавторами (1988 г.), террейновой карты У. Ноклеберга с большим интернациональным коллективом (1997 г.) и заканчивая картой А.И. Ханчука с соавторами (2006 г. [8]) – все они строятся на принципах ортодоксального неомобилизма, отражая различные стороны главенствующей в настоящее время концепции «плитовой тектоники».

За последние десятилетия получены новые данные по геологическому строению региона и его глубинной структуре. Выполнена разномасштабная геологическая съемка (от 1:1000000 до 1:10000), широким фронтом проведены поисковые, оценочные и разведочные работы, специализированные геофизические, геохимические,

дистанционные, тематические исследования; полученные материалы нередко принципиально отличаются от предшествующих и, естественно, требуют учета и обобщения. Широкое распространение получили геоинформационные технологии, позволяющие оперативно и эффективно решать проблемы сбора, хранения и передачи полученных материалов, а также предоставляющие практически неограниченные возможности их использования и трансформации. Следует добавить, что простое копирование модных идей и парадигм перестало удовлетворять пользователей, особенно геологов-производственников. Очевидно, этим можно объяснить появление обзорных тектонических карт (например, карта Центральной Азии, изданная во ВСЕГЕИ [8]), созданных на, казалось бы, давно забытых принципах выделения областей по принадлежности к главнейшим тектоническим эпохам - каледонской, герцинской, альпийской и т.д. Рассмотренные обстоятельства обусловили необходимость создания Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения, составление которой начато в 2008 г. в рамках СВКНИИ ДВО РАН [2].

На первом этапе основное внимание уделено созданию по возможности объективной структурно-вещественной основы, с одной стороны, отражающей все современные данные по геологическому строению территории, а с другой – не испытывающей на себе влияние существующих тектонических теорий и гипотез. Эта основа должна включать в качестве обязательных компонентов три главных составляющих – структурный (существенно разломный) каркас, вещественное наполнение и его внутреннюю организацию.

Предварительная разбровка дизъюнктивов показывает, что для составляемой мелкомасштабной Тектонической карты основными являются глубинные разломы и сопряженные с ними региональные разрывы. При этом основной структурный каркас образуют системы глубинных разломов, различающихся морфологией, кинематикой, временем заложения и генетической природой – показателями, которые далеко не всегда отображаются на тектонических картах. Например, глубинные разломы Яно-Колымской складчатой системы в западной части территории имеют северо-западную ориентировку, ранне-среднепалеозойский (?) возраст заложения, конседиментационную природу, магмо- и рудоконтролирующий характер [12]. Сбросовая кинематика разломов на момент заложения в орогенный (коллизийный) этап трансформируется в сдвиги, надвиги, реже – шарьяжи. Рассматриваемые разломы расчленяют Яно-Колымскую систему на ряд «устоявшихся» структурных единиц – Верхне-Индибирский и Иньяли-Дебинский синклиналии, Аян-Юрхский и Нерский антиклиналии, Охотский срединный массив и Омудевское горст-антиклинальное поднятие. Северо-западное и субширотное простираие имеют глубинные разломы Чукотской системы. Отдельную категорию составляют системы северо-восточных разломов Омолонского массива; они заложены в раннем палеозое, проявились в позднем палеозое и мезозое как конседиментационные, однако в позднем мезозое в значительной степени переработаны и рассечены разломами северо-западной (Яно-Колымской) ориентировки.

Сложная разноориентированная система разломов связана с заложением и развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Их простираие чаще всего совпадает с общей ориентировкой пояса, поэтому преобладают северо-восточные разрывы, меняющие направление на отдельных отрезках на субширотное (Северное Приохотье, Восточная Чукотка). Во внешней и

внутренней зонах пояса магмоконтролирующие разломы дискордантны общей ориентировке пояса и кинематически соподчинены «допоясовым» структурам Яно-Колымской, Чукотской (северо-западные разломы) и Кони-Тайгоносской (субмеридиональные разломы) систем. Субмеридиональные разрывы внешней перивулканической зоны нередко описываются как зоны «тектоно-магматической активизации» [4].

На юге территории вдоль северного побережья Охотского моря преобладают субширотные зоны разломов, определяющие положение цепочек кайнозойских угленосных впадин Восточно-Азиатского грабенового пояса. Структурную самостоятельность проявляет известный разлом Улахан [11]. Специфичны также системы разломов Корьякско-Камчатского региона; здесь широко развиты продольные большеамплитудные надвиги и шарьяжи с падением сместителей в сторону океана, поперечные разломные зоны скрытого характера, а также новейшие крутопадающие сбросы, контролирующие поля вулканитов, серии даек, кайнозойские депрессии.

Сведения о вещественном составе картографируемых тектонических единиц наиболее полно отражены в геологических формациях и их совокупностях. Среди осадочных формаций распространены группы флишевых, молассовых, микститовых, карбонатных, терригенно-кремнистых и глинистых [5]; разнообразны по составу представители вулканических и плутонических формаций (от ультрамафических до ультрасалических). Собственно метаморфические формации (не стратифицированные и монофациально стратифицированные – амфиболитовые, гранулитовые) известны преимущественно в пределах срединных массивов и палеозойских поднятий; на большей части территории Северо-Востока Азии широко проявлена зеленосланцевая фация метаморфизма.

Картографическое выражение большинства из выделенных геологических формаций в связи с мелким масштабом

карты затруднено, поэтому формации объединены в закономерные формационные комплексы. Каждый из комплексов отражает определенный этап становления тектонических структур и их элементов и, как правило, отделен от сопряженных комплексов поверхностью несогласия. В фанерозойском цикле (исключая неоген-четвертичные образования) насчитывается семь этапов: рифей-вендский; раннепалеозойский; среднепалеозойский; позднепалеозойский-раннемезозойский; триасово-юрский; позднеюрский-раннемеловой; меловой.

Рифей-вендский этап известен лишь в пределах Омолонского и Охотского массивов, проявился в образовании пестроцветного булунского карбонатно-терригенного формационного комплекса общей мощностью 3-3,5 тыс. м. Встречаются пласты альбитизированных базальтов, линзы туффитов. *Раннепалеозойский* этап наиболее полно выражен на Омулеском поднятии. Здесь в ордовике-силуре сформировался мощный (4-11 тыс.м.) существенно карбонатный (формации известняков, доломитов, реже присутствуют терригенные породы) комплекс. Значительно меньшую мощность (1-2 тыс. м.) имеет пестроцветный известняково-доломитовый комплекс Омолонского массива. Резко отличается по набору формаций ордовикский комплекс Кони-Тайгоносской системы (Центрально-Тайгоносский район), представленный карбонатно-кремнистыми отложениями общей мощностью около 2 тыс. м., с пластами спилитов и их туфов.

Специфичен *среднепалеозойский* (D_2 - C_1) этап Омолонского и Охотского массивов. В центральной части Омолонского массива - это своеобразный комплекс континентальных вулканитов кислого-среднего состава с пачками терригенных пород (кедонская серия), мощностью 1,2-4 тыс. м. В краевых зонах появляются пласты и пачки известняков, доломитов, кремнистых сланцев и аргиллитов (ушурэчканская, моланджинская, медьгорская серии, общей мощностью до 10 тыс.м.). Комплекс

залегают на подстилающих с резким угловым и структурным несогласием и включает многочисленные внутрiformационные перерывы. На Омулеском поднятии в этот период формируется преимущественно терригенно-карбонатный комплекс с включением пластов основных туфов и диабазов, общей мощностью 2-5 тыс. м.

Широким распространением пользуется *позднепалеозойский - раннемезозойский* (C_2 - T_2) этап, представленный терригенным, терригенно-глинистым, местами терригенно-карбонатным комплексом (7,5-15 тыс. м). В структурах Яно-Колымской системы (Верхне-Индибирский, Арmano-Вилигинский, Иньяли-Дебинский синклинии, Аян-Юрхский и Буюндино-Балыгычанский антиклинии) в нижней части комплекса преобладают глинисто-сланцевые (аспидно-сланцевые) формации, в верхней – флишоидные и аргиллитовые (глинисто-сланцевые), в средней они расслаиваются маркирующим горизонтом диамиктитов (атканская свита поздней перми и ее аналоги). На Омулеском поднятии продолжается формирование мощного девон-пермского карбонатно-кремнистого комплекса. На Омолонском массиве накапливается маломощная (0,2-1 км) тонкотерригенная толща с характерными пачками битуминозных известняков и редкими пластами базальтов и туфов основного состава. В пределах Кони-Тайгоносской системы преобладают терригенные породы, переслаивающиеся в верхней части с базальтами и их туфами.

В основании следующего (позднетриасового-среднеюрского) терригенного комплекса залегают горизонт (500-4000 м) вулканомиктовых песчаников, гравелитов, туффитов и туфов основного и среднего состава, реже алевролитов, сланцев (граувакковая формация). Выше по разрезу – толща мелкозернистых песчаников, алевролитов, сланцев, нередко во флишоидном чередовании (флишевая формация); в самой верхней части преобладают глинистые сланцы. На Омолонском массиве присутствуют также прослой конгломератов, туффитов,

известняков и специфических высоко основных вулканитов; в Кони-Тайгоносской системе в это время продолжается формирование мощной (до 15 км) толщи формации «зеленых туфов».

Резким структурным несогласием в своем основании фиксируется позднеюрско-раннемеловой этап накопления мощных молассовых толщ, завершающих развитие Верхояно-Колымской области. В Чукотской системе и на Омолонском массиве шпировая (нижнемолассовая) формация (2-3 тыс. м) выполняет серию крупных межгорных впадин. Пачки терригенных пород включают линзы известняков, покровы базальтов, андезитов и их туфов. В южной части Арmano-Вилигинского синклиория вероятным возрастным аналогом служит момолтыкичская свита палеотипных андезибазальтов и их туфов, включающая мощные пачки осадочных пород.

Более молодой (аптский) возраст имеет угленосная моласса Балыгычано-Сугойского прогиба (омсукчанская серия, 4-5 тыс. м); в ее основании терригенные породы содержат пласты и пачки трахибазальтов, калиевых риолитов, иногда выделяемых в самостоятельную дукатскую серию. Близкое строение имеет верхний молассовый комплекс в межгорных впадинах Омолонского массива и Чукотской системы (200-1400 м), начинающийся контрастно чередующимися трахибазальтами, трахитами, риолитами, их туфами и завершающийся угленосными образованиями. Отличается от рассмотренных мощный осадочно-вулканогенный комплекс Илнй-Тасской зоны Омулевского поднятия (до 10 тыс. м). В основании его залегают чередующиеся терригенные и кремнистые породы с пластами трахибазальтов, трахиандезитов. Вверху – флишоидно переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, с прослоями углей.

Завершается мезозойская история Северо-Востока формированием (начиная с альба и охватывая почти весь мел) мощного (1,5-6 тыс. м) вулканогенного комплекса Охотско-Чукотского пояса. Комплекс

включает три серии (охотская – ранний-поздний мел, эвенская – поздний мел, янская – мел-палеоген; некоторые исследователи включают эвенскую серию в сосав более молодого Хакаринско-Энмываамского вулканогенного пояса). Каждая из них начинается вулканогенно-осадочной молассой, достигающей наибольшей мощности (до 1,5 тыс. м) в основании охотской серии. Вулканогенная составляющая охотской серии представлена андезитовой и риодацитовой формациями, эвенской – формациями двупироксеновых андезитов и риолитовой, янской – платобазальтовой или контрастной базальт-риолитовой.

Важным элементом структурно-вещественной основы тектонической карты является отображение морфологии складчатых структур. Для этой цели предлагается изображать не только оси крупных складок, как принято на традиционных структурных и тектонических картах, но и линии простирания, согласующиеся с элементами залегания слоистости. Карта, дополненная такими элементами, становится более наглядной и выразительной. Как показали исследования А.Н. Петрова [6,7], эти линии обладают теми же свойствами, что и естественные стратиграфические границы и, таким образом, могут рассматриваться как предмет анализа, позволяющего делать обоснованные выводы о последовательности, направленности и интенсивности тектонических движений.

Итак, на первой стадии составления новой Тектонической карты Северо-Востока Азии создается ее «фактологическая» часть, включающая материалы по структурному каркасу, сведения о формациях и формационных комплексах, данные о внутренней структуре тектонических блоков. Существование полноценной структурно-вещественной основы, учитывающей современные данные о геологическом строении территории в виде цифровой базы данных, позволяет перейти к наиболее ответственной стадии – разработке «идеологической» основы будущей карты. Самый простой и

«надежный» путь – взять на вооружение постулаты «плитовой» или «террейновой» тектоники. Однако, Северо-Восток Азии всегда являлся прекрасным полигоном для возникновения и проверки новых тектонических гипотез и концепций. К числу перспективных направлений творческой тектонической мысли, развиваемых авторами-составителями карты, принадлежат, например: 1) концепция А.Д. Чехова [9,10] о принадлежности северо-восточного региона, начиная с рифея, к особому самостоятельному типу земной коры (или литосферы), названному «океаноморским»; 2) поддерживаемая В.М. Кузнецовым [4] идея о формировании всей Верхояно-Чукотской области под влиянием глубинного мантийного диапира в районе Алазейского поднятия; 3) представления, разделяемые В.Г. Шахтыровым [11], об образовании раздвиговых структур (сфено- и ромбохазмов), обусловленных глобальными сдвигами вдоль окраины Арктического бассейна, и др. Возможности современных геоинформационных технологий позволяют осуществить многовариантные построения, с целью проверки этих и других концепций.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Горячев А.Н., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Ведерников И.Л., Жуланова И.Л., Пальмский Б.Ф., Петров А.Н., Русакова Т.Б., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г. Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009
3. Кузнецов В.М. К проблеме формирования структуры Верхояно-Чукотской складчатой области // Геология и тектоника платформ и складчатых областей Северо-Востока Азии. Якутск, 1999. С.94-98
4. Кузнецов В.М. Разнопорядковые структуры позднемезозойской тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области. Магадан: Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006, №2. С. 2-12
5. Пальмский Б.Ф. Геологические формации Северо-Востока России. Автореф. дис. докт. г.-м. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 50 с.
6. Петров А.Н. Геометрические модели слоистых тел и картирование сложнодислоцированных толщ путем интерполяции элементов залегания. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
7. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 130 с.
8. Тектоническая карта Центральной Азии, масштаб 1:2500000. СПб: ВСЕГЕИ, 2008
9. Чехов А.Д. Закономерности формирования континентальных окраин Северо-Востока СССР. Автореф. дис. докт. г.-м. наук. Иркутск, 1989. 33 с.
10. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
11. Шахтыров В.Г. Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения/Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всеросс. Совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 68-76
12. Шахтыров В.Г. Возраст и мезокайнозойская кинематика тектонических движений Момской рифтовой зоны // Естественные и технические науки, 2008, № 5. С. 136-141

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Палымский Б.Ф.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан,
(palymsky@neisri.ru)

Важность методологических разработок для различных научных направлений бесспорна, в том числе и в сфере геологических знаний; к проблемам методологии геологических наук неоднократно обращался в своих работах В.Е.Хаин [8,9]. Не разделяя некоторых дискуссионных положений этих публикаций, автор настоящей статьи считает полезным рассмотреть ряд методологических вопросов в учении о геологических формациях, пережившем за последние десятилетия и взлеты, и падения; в настоящее время интерес к формационному анализу, как к основе многих последующих теоретических построений, неуклонно возрастает [5,6,11].

Сформировавшееся в геологической литературе понимание формации отражает многозначность его содержания: геологическая формация – это и реальное природное тело, и геоисторическая (стратиграфическая) единица, и генетическая категория, и рудосодержащий объект и т.д.; приверженцы различных научных дисциплин интересуются преимущественно теми сторонами геологических формаций, которые необходимы им для решения поставленных задач. В методологическом плане учение о формациях включает два самостоятельных раздела, названных В.И. Драгуновым [2] *формациологией* и *формационной геологией*. По-видимому, правильней было бы первый раздел назвать «геоформациологией» - наукой о составе, строении, границах, геологическом содержании геологических формаций, проблемах классификации тел формационного ранга, а собственно описательная ее часть, занимающаяся структурно-вещественным описанием формационных объектов, может быть названа «геоформациографией». Для второго раздела, в задачи которого входят

геоисторические реконструкции, восстановление различных генетических аспектов, металлогенические построения, лучше использовать название «формационный анализ» (в узком смысле), понимая его как аналитическую часть учения о формациях.

Рассмотрение геологических формаций, как природных объектов в общей системе тел геологической организации вещества невозможно без учета их связи с другими телами, иными словами, без понимания их места в общей иерархии геологических тел. Существование различных уровней и рангов организации вещества осознавалось еще с началом развития естествознания. Под *уровнем организации* понимают совокупность естественных систем (объектов), находящихся в иерархическом соподчинении и характеризующихся одинаковым типом пространственного расположения (упаковкой) элементов [1. С.282]. Геологический уровень (макромир) характеризуется плотнейшей упаковкой объектов. *Ранг иерархии* - совокупность конечного числа элементов одного порядка, образующих целостную систему. В рамках геологического уровня организации вещества разными исследователями выделяется различное число соподчиненных объектов, от трех до двенадцати. Наиболее логичной и обоснованной представляется пятиранговая иерархическая классификация: минералы – горные породы – геологические формации – геологические комплексы – геосферы [1. С.284]. Геологические формации занимают «срединное» положение; они «вбирают» в себя объекты предшествующих рангов (горные породы и минералы) как элементы, составные части, и «строят» объекты последующих рангов – геоконплексы и геосферы.

Очень важным является понятие об «элементарной ячейке», перенесенное из минералогии в учение о геологических формациях впервые В.И. Драгуновым [3]. Суть этого понятия заключается в том, что качественный переход от одного ранга геологических тел к другому осуществляется не через простое суммирование объектов низшего ранга в высший, а через промежуточную ступень, элементарную ячейку, в которой эти объекты определенным образом структурно упорядочены. Для геологических формаций такой ячейкой должен быть парагенезис горных пород, для обозначения которого в литературе используются различные термины: набор пород, ассоциация горных пород (породная ассоциация), петрофонд, фация, элементарная фация, литофация, петрофация, субформация, литома, гилеация, седиментит и др. Наиболее удачным кажется термин «парагенерация». «В качестве элементарных ячеек геологических формаций следует рассматривать парагенерации, т.е. устойчивые совокупности пород, которые и определяют формацию» [1. С.285].

Для развития учения о геологических формациях плодотворно использование системного принципа. «Любой предмет исследования можно считать системой, если нам удалось, во-первых, выявить его компоненты, во-вторых, определить такие их взаимоотношения, благодаря которым они образовали данный, а не какой-либо другой предмет, т.е. найти свойства композиции, и, в-третьих, открыть специфические системные (эмерджентные) свойства предмета» [12. С.71]. Следовательно, геологические тела формационного ранга, в том качестве, в каком они обычно понимаются и выделяются, безусловно, могут рассматриваться как системы, поскольку они состоят из элементов (горных пород), обладают закономерной структурой и отчетливыми границами, характеризуются особыми свойствами, не сводимыми к простой сумме свойств слагающих их горных пород. Принципиальная возможность исследования геологических

формаций с позиции системного анализа определяется повторяемостью в формационных объектах характерных ассоциаций горных пород и однородностью их структурных отношений (иными словами, главными системными признаками геологических формаций служат их состав и структура); моделью такой ассоциации является понятие об элементарной ячейке формаций - парагенерации.

Информация о составе формаций достаточно полна. Значительно слабее изучены структурные особенности геологических формаций. Известны отдельные исследования, касающиеся главным образом стратифицированных образований [10], однако единая классификация формационных структур до сих пор не разработана. Рассмотрим некоторые возможные общие принципы структурного анализа геологических формаций, базирующиеся на характере отношений между слагающими их ассоциациями горных пород. По элементам симметрии тел и характеру их границ выделяется две основных группы формаций - стратифицированные (осадочные, вулканические, метаморфизованные) и нестратифицированные (плутонические, метаморфические). Структура стратифицированных формаций в общем случае слоистая, определяется цикличностью накопления горных пород. В первичном залегании циклы совпадают с вектором - радиусом Земли. Формации второй группы обладают резкими вертикальными и неопределенными горизонтальными границами.

Внутренние особенности строения геологических формаций определяются характером отношений между слагающими их ассоциациями горных пород. Наиболее распространены в стратифицированных формациях отношения «порядка» (последовательности) - в каком порядке, выше или ниже располагаются друг относительно друга конкретные ассоциации, образующие тело геологической формации. В осадочных формациях это может быть слоистость, цикличность, в вулканических -

последовательная смена характерных парагенезисов вулканических горных пород (покровных, взрывных, пирокластических петрофаций). Значительно реже подобные отношения свойственны первично «расслоенным» интрузивным телам и метаморфическим толщам. Иногда отношения порядка могут быть выражены понятием «моложе-древнее»; в известной мере это относится и к метаморфическим образованиям.

Смену парагенезисов горных пород в латеральном направлении характеризуют отношения «эквивалентности». Для стратифицированных формаций можно говорить о расположении различных парагенезисов пород на «одном стратиграфическом уровне», для плутонических – это отношения между различными петрографическими фациями пород одной фазы внедрения. Для большинства метаморфических и рудных формаций эти отношения проявляются в вертикальной и латеральной зональности. Разновидностью (но не тождеством) эквивалентности является отношение «одновозрастности». Отношения «пересечения» свойственны преимущественно плутоническим формациям и отражают взаимоотношения совокупностей горных пород различных фаз внедрения, а также интрузивных тел с вмещающими толщами. В вулканических формациях отношения пересечения существуют между ассоциациями горных пород экструзивных и субвулканических петрофаций с другими – покровными, взрывными и т.п. Наконец, отношения «контактирования» указывают на характер границ как между геологическими формациями, так и между их частями, компонентами – согласные, секущие, резкие, постепенные и т.п. границы.

Еще одним важным системным признаком, наряду с составом и структурой, является «число» - количество элементов; в ряде случаев термин «число» может означать мощность отдельных слоев различных по минеральному составу пород, величину того или иного параметра при анализе геофизических процессов и т.д..

Состав, структура и численная характеристика – универсальные критерии, по которым различаются между собой геологические формации, как и вообще любые природные объекты [7]. Переход от одной формации к другой возможен тогда, когда меняются их основные характеристики, критерии (элементы, их отношения, число), или их сочетания.

Геологические формации, как ранг иерархии и геологические тела, проявляются в трех аспектах - элементарном, рядовом и обобщающем. «Элементарный аспект» тел формационного ранга выражен в парагенезисе – естественном элементарном парагенезисе горных пород, обладающем устойчивостью состава и структурных отношений; как порядок иерархии - это условно выделенный минимальный объем сочетания горных пород, с помощью которого может быть охарактеризована вся геологическая формация. Границы между парагенезисами должны проводиться с учетом изменения количественных характеристик (числа), состава элементов (горных пород) и взаимоотношений между ними.

«Рядовой» аспект выражения геологических формаций заключается в характеристике их как целостных единиц ранга иерархии и соответствующих геологических тел. *Геологическая формация* – это геологическое тело надпородного ранга, иерархически и систематически однородное в структурно-вещественном отношении, представляющее собой парагенезис парагенезисов. Она может объединять несколько парагенезисов или, в простейшем случае, соответствовать одной парагенезису. Очевидно, что среди парагенезисов выделяются формациеобразующие – обязательные для данной формации, и второстепенные (акцессорные), присутствие или отсутствие которых существенно не влияет ни на состав, ни на структуру формаций. Объем и границы геологических формаций обуславливаются распределением (в т.ч. появлением или исчезновением) ведущих парагенезисов, сохраняющих единство

вещественного состава и строения. Границы между собственно геологическими формациями необходимо проводить по смене характерных парагенераций в составе формаций, определяющих их облик.

Третий аспект определяется необходимостью рассмотрения общей совокупности геологических формаций, «формационного множества», составляющего оболочку Земли. Геологические формации являются элементами этого множества, объединенными общим признаком – все они формируют геологические тела, образованные парагенезисами горных пород (парагенерациями). Не все «множество» формаций доступно геологическим наблюдениям, поэтому исследователи обычно имеют дело с частью этого множества, или «подмножеством». В качестве таких частей как реальные геологические тела выступают ряды формаций, или формационные ряды. Эти, самые крупные, единицы формационного ранга обычно четко обособляются по составу формаций от выше- и нижележащих формационных рядов, т.е. в ограничении формационных рядов на первый план выступает состав геологических формаций. Нередко они имеют резкие границы в виде угловых и региональных поверхностей несогласия и отождествляются со структурными этажами или ярусами, отвечающими определенным этапам развития какого-либо региона. Ряды осадочных геоформаций выполняют бассейны, интрузивно-эффузивных – вулканические прогибы, блоковые поднятия и т.д. Интрузивные формации образуют плутонические пояса, площадные ареалы. Именно четко прослеживаемая связь формационных рядов с определенными тектоническими структурами, вероятно, обусловила привлекательность «тектонических» классификаций тел формационного ранга, особенно их высших порядков. Однако здесь кроются и серьезные негативные последствия. Во-первых, любые генетические, в том числе тектонические, построения содержат большой или меньший элемент

предположения, гипотезы, следовательно, и созданные на их основе классификации могут быть ошибочными. Еще Ю.А. Кузнецов отмечал, что у геологов, занимающихся исследованием ассоциаций магматических пород, во многих определениях понятия *магматическая формация* «также имеются многочисленные методологические ошибки, выражающиеся в том, что авторы их включают в свои определения чисто умозрительные гипотетические предпосылки петрологического или тектонического характера» [4. С.14]. Во-вторых, кажущийся наиболее легким путь – принятие на вооружение одной из модных теорий или гипотез, приводит к догматизму и не способствует стремлению к кропотливому собиранию фактов и их глубокому осмысливанию. Сошлемся, опять таки, на Ю.А. Кузнецова: «...очень часто о самих этапах развития подвижных поясов начинают судить по присутствию тех или иных магматических формаций, причем во многих случаях даже не предпринимаются попытки выяснения действительных условий и обстановки их образования» [4. С.15].

Подводя итог, подчеркнем еще раз, что геологические формации занимают срединное ранговое положение в общей системе иерархии геологических тел; как ранг иерархии они подразделяются на три порядка и соответствующие им тела. Низший (элементарный) порядок – парагенерация, как элементарная ячейка геологической формации. Собственно геологическая формация представляет собой парагенезис парагенераций. Множество геологических формаций, составляющее оболочку Земли, разделяется на подмножества – ряды формаций. Как природные системы геологические формации обладают фундаментальными характеристиками – составом, структурой и количественными параметрами («числом»). Границы между геологическими телами формационного ранга должны проводиться по смене этих характеристик или их совокупностей.

Литература

1. Геологические тела (терминологический справочник). Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
2. Драгунов В.И. Формациология и формационная геология //Оболочки Земли и их взаимодействие (тезисы докл. конф., посвященной 125-летию В.И. Вернадского). Л.:ВСЕГЕИ, 1988. С. 64-67
3. Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.:Недра, 1974. 160 с.
4. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387с.
5. Палымский Б.Ф. Основы формационного анализа. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 131 с.
6. Палымский Б.Ф. Опыт структурно-вещественной классификации геологических формаций. Тихоокеанская геология, 2005, № 5. С. 83-87
7. Симаков К.В. На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНИЦ ДВО РАН, 1997. 180 с.
8. Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А. История и методология геологических наук: учеб. пособие для вузов. М.: Академия, 2008
9. Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А. О некоторых актуальных проблемах методологии геологических наук. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4. Геология 2010, №4. С.3-11
10. Цейслер В.М. Структуры геологических формаций //Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНИЦ АН СССР, 1980. С. 31-42
11. Цейслер В.М. Формационный анализ. Учебник. М.: РУДН, 2002. 186 с.
12. Шаранов И.П. Системный подход к методологическим проблемам в геологии //Методология геолог. исследований. Владивосток: ДВНИЦ АН СССР, 1976. С.69-76

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРОБЛЕМ НАУК О ЗЕМЛЕ

Параев В. В.^а, Еганов Э. А.^б

^а *Институт геологии и минералогии СО РАН*

^б *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
Просп. Акад. Коптюга, 3. 630090, г. Новосибирск, Россия
(paraev@uiggm.nsc.ru)*

Постановка проблемы. Во многих своих работах В.Е. Хаин, анализируя общее состояние наук о Земле, принципиальное значение уделял проблемам современной теоретической геологии. В одной из последних монографий (2009 г) в соавторстве с Э.Н. Халиловым [8] обращается внимание на значительную разобщённость и несогласованность ведения научных исследований среди многих дисциплин наук о Земле.

Действительно, в последние годы всё чаще возникает вопрос о кризисной ситуации в науке, о её крене в сторону прагматизма, на решение сугубо практических задач. Под напором такой ориентации наука утрачивает свои *истинные цели* — познание окружающего Мира как единого целого. Изучение природных явлений приобретает *специфически однобокий* характер. Каждая дисциплина ведёт исследования, исходя лишь из собственных нужд и интересов, без учёта проблем смежных наук. Так, Земля — неотъемлемый элемент Солнечной системы, которая сама является лишь малой частицей Млечного Пути. С позиций единства Мира и всеобщей связи явлений природы их рождение и развитие — это следствие и продукт *единого космического механизма* (беспрерывной череды «причин» и «следствий») как важнейшего свойства и способа существования Вселенной. Однако при этом цели и задачи, например, геологии, биологии или астрономии никак не увязываются между собой.

Тенденция к разделению единой науки на отдельные специальности породила разногласие в отношениях между *философией* и *естествознанием*. С одной стороны основополагающие вопросы

естествознания и философии (о материи, пространстве, времени, информации, энтропии и пр.) взаимозависимы и теснейшим образом переплелись. Они не могут рассматриваться и решаться отдельно друг от друга. Иными словами, как философия не может развиваться без обобщений конкретных научных достижений и открытий, так и исследователь не может состояться и быть полноценным *Учёным* (несмотря на свои звания и занимаемые должности) без знаний основ и главных проблем современной философии.

С другой стороны, каждая конкретная дисциплина, ограниченная «узостью» целей и задач частного характера, выступает в качестве обособленного и самостоятельного направления. Такое положение привело к переориентации и утрате первоначального понимания *истинных целей* науки — науки о *познании МИРА РЕАЛЬНОСТЕЙ* как *ЕДИНОГО ЦЕЛОГО*. Кроме того, деятельность *учёного* (узкого специалиста) в значительной мере стала регламентироваться меркантильным, бытовым прагматизмом. Руководствуясь и подчиняясь должностным инструкциям и директивным предписаниям *учёные-специалисты* неизбежно превращаются, по выражению немецкого социолога А. Вебера, всё больше в обычных *функционеров*, исправно и добросовестно исполняющих лишь свои *ОБЯЗАННОСТИ* (функции).

На современном этапе развития теоретической геологии многие основополагающие её предпосылки упираются, в конечном счете, в проблему *происхождения и формирования планеты*. Для решения подобных задач особо остро ощущается отсутствие *общей теории Земли*

(на что неоднократно указывал В.Е. Хаин), причём не только с позиций прагматической геологии (нацеленной на поиск полезных ископаемых), а, прежде всего, в формате *планетологии* с учётом общих законов о мироустройстве.

Среди важнейших проблем современной геологии В.Е. Хаин [6] выделял: формирование планеты, происхождение жизни на Земле и причины великих вымираний, направленность эволюции Земли, механизмы движений и деформаций земной коры, литосферы, внутренние и внешние источники энергии геологических процессов, **роль космических факторов** во всех этих процессах и др. «Процессы, происходящие на уровне ядра, мантии, земной коры и других оболочек, а также их составных элементов, взаимосвязаны, поэтому и назрел вопрос о создании глобальной геодинамической модели эволюции Земли и составления ближайшего прогноза ее развития» — замечают В.Е. Хаин и А.Г. Рябухин [7, с.208].

Общая теория Земли должна ответить на один из кардинальных вопросов естествознания — о **причинах и природе движущих сил, об энергетическом обеспечении развития планеты**. Это как раз те проблемы, которые на ряду с вопросами о природе глобальной цикличности и стали ключевыми в упомянутой монографии [8]. Решение подобных фундаментальных проблем естествознания (в формате планетологии) должно основываться на базе *геологических событий планетарного масштаба, их корреляции с внешними по отношению к Земле факторами* (причиной). Все эти выдвигаемые положения (по отношению к геотектонике) можно проследить на примере анализа причинно-следственных связей **геодинамической эволюции литосферы** и её мотивации.

Действующие силы и закономерности диастрофизма

Глобальный диастрофизм со всеми своими проявлениями — это следствие *центробежно-инерционного механизма перемещения литосферных плит*, который обусловлен *планетарным движением*

Земли. Подобный механизм универсален для всей Солнечной системы в целом и действует на протяжении всей её истории. Он не является даже альтернативой уже имеющимся, т.к. относится к механизмам более высокого ранга и довлеет на Земле над другими природными процессами.

Основные положения физических аспектов движения литосферных плит как следствие эффектов механики, возникающих при планетарном движении Земли, изложены в [2, 5]. Главная идея предлагаемой концепции понятна из рисунков 1, 2 и 3.

1. На рис. 1 изображены силы, действующие на тело М массы m , находящееся на широте j в Северном полушарии.

При планетарном движении на тело М действуют силы инерции: центробежная сила $F_{c1} = m\omega_1^2 r$,

$$(1)$$

связанная с суточным вращением Земли с угловой скоростью ω_1 ;

центробежная сила $F_{c2} = m\omega_2^2 R$,

$$(2)$$

связанная с годовым вращением Земли с угловой скоростью ω_2 ; а также

сила Кориолиса $F_k = 2m[v, \omega_2] = 2m[[\omega_1, r], \omega_2]$,

$$(3)$$

связанная с обоими вращениями Земли. Векторы R , r и линейная скорость v в формулах (1) – (3) определены на рис. 1.

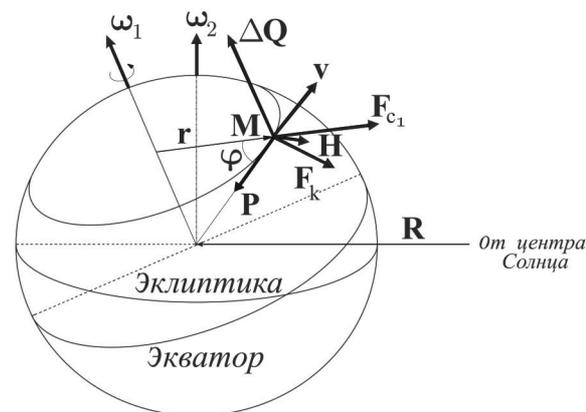


Рис. 1. Силы, действующие на тело М, которое покоится относительно Земли и расположено на широте ϕ . Масштаб по отношению к длине векторов по понятным причинам не выдержан.

P — вес М, $H = F_{c2} + F_{c1}$. Силы F_{c1} , F_{c2} и F_k , а также ΔQ обусловлены одним обстоятельством — вращением Земли, суточными и годовым.

Центробежные силы инерции (ЦСИ) F_{c1} и F_{c2} сравнимы по величине.

Действительно,

$$F_{c1} / F_{c2} = w_1^2 r_o \cos j / w_2^2 R \approx 6 \cos j ,$$

где r_o – радиус Земли. Так как сила инерции F_{c2} уравнивает силу притяжения Солнца (F_{\square}), поэтому (если в задаче можно пренебречь разницей в расстояниях от Солнца до центра Земли и до обозначенной точки на поверхности Земли) договариваются не вводить ни той, ни другой. Но всё же эти расстояния различны: сила притяжения Солнца на дневной стороне Земли больше, а на ночной – меньше, чем сила инерции F_{c2} , что вызывает на Земле приливные явления. Они объясняются тем, что Земле в целом (как твердому телу) Солнце (аналогично, Луна)

сообщает ускорение $j_0 = \frac{GM_{\square}}{R^2}$, где M_{\square} –

масса Солнца, G – гравитационная постоянная, или, в других величинах,

$j_0 = w_2^2 R$. Массам воды, находящимся на дневной стороне Земли, сообщается

ускорение $j_1 = \frac{GM_{\square}}{(R-r_o)^2}$, а массам,

находящимся на ночной стороне, –

ускорение $j_2 = \frac{GM_{\square}}{(R+r_o)^2}$. Так как

$j_1 > j_0 > j_2$, то массы воды, находящиеся со стороны Солнца (Луны), опережают твердую оболочку Земли, а массы воды с противоположной стороны отстают, образуются два водяных “горба”. Величина эффекта зависит от разностей ускорений ($j_1 - j_0$) и ($j_0 - j_2$):

$$j_1 - j_0 \approx j_0 - j_2 \approx \frac{GM_{\square}}{R^2} \cdot \frac{2r_o}{R} = 2w_2^2 r_o.$$

2. Эффект от названных сил выражается в том, что ЦСИ от собственного вращения Земли и ЦСИ от её движения по орбите суммируются на ночной стороне планеты и вычитаются на дневной. Сумма двух ЦСИ вызывает морской прилив (водяной горб), а сила инерции будет тормозить движение

массы воды и “горб” будет “отставать”. Аналогично, массивные континентальные плиты (за счёт силы инерции) будут также “отставать” от вращающейся Земли, т.е. двигаться с востока на запад. Например, условия “отставания” литосферных плит от вращающейся Земли определяют движение Американской плиты с востока на запад, подминая Тихоокеанскую плиту и нагромождая хребет Кордильеры – Анды.

3. Кроме этих сил инерции есть еще сила (ΔQ), обусловленная суточным вращением Земли. Она на поверхности Земли направлена строго на север, по w_1 . Причинная или несимметричная механика Н.А. Козырева [1] открыла, что на тело массы m , находящееся на поверхности Земли и участвующее в причинных связях, действует дополнительная сила

$$\Delta Q = \pm j p n \frac{(v - \bar{v})}{c_2} mg \quad (4).$$

Здесь j – единичный вектор, направленный по вектору w_1 , g – ускорение свободного падения, \bar{v} – некоторая эффективная линейная скорость вращения всей массы Земли ($0 < v < w_1 r_o$). c_2 – фундаментальная константа мирового хода времени, выражающая скорость превращения ‘причин’ в ‘действие’ внутри элементарного звена причинной цепи.

По расчётам Н.А. Козырева она равна $c_2 = 2200$ км/сек. Знак ‘+’ соответствует случаю, когда с телом связано ‘действие’, ‘причина’ которого находится вне тела. Знак ‘-’ соответствует обратной ситуации. $n = 1, 2, 3, \dots$ и зависит от продолжительности существования системы и “интенсивности” ее причинных взаимосвязей.

Н.А. Козырев установил, что линейная скорость вращения тела на поверхности Земли (V) на широте φ_0 , в $73^{\circ} 5'$, равна некоторой эффективной линейной скорости вращения всей массы Земли. На этой широте $\Delta Q = 0$.

4. На рис. 2 изображены проекции сил F_{c1} и ΔQ на касательную к меридиану на широте наблюдения, соответственно, как F_1

и F_2 . Согласно (1) и (4),

$$F_1 = F_{c1} \cos l = \frac{1}{2} m w_1^2 r_o \sin 2j ,$$

$$F_2 = \Delta Q \cos b = p n m g \frac{w_1 r_o (\cos j - 0,29)}{c_2} \cdot \cos j ,$$

где m – масса литосферной плиты. Эти силы мы называем *сдвигающими*, в отличие от сил, действующих вдоль параллелей. На рис. 3 сдвигающие силы F_1 и F_2 изображены на разных широтах. У силы F_1 максимум при $j = 45^\circ$, нулевое значение – на экваторе и полюсе. У силы F_2 максимум на экваторе, т.е. при $j = 0$, при $j = j_0$ (т.е. на широте $73^\circ 5'$) и на полюсе – нулевое значение.

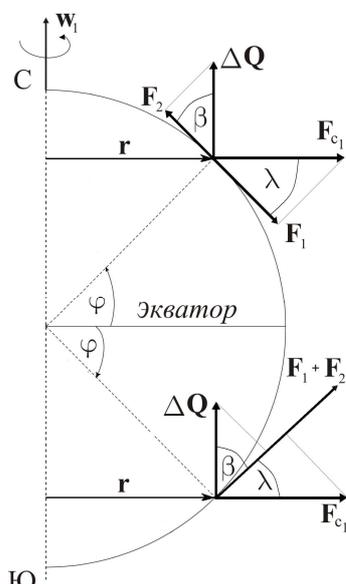


Рис. 2. Сдвигающие силы от сил F_{c1} и ΔQ .

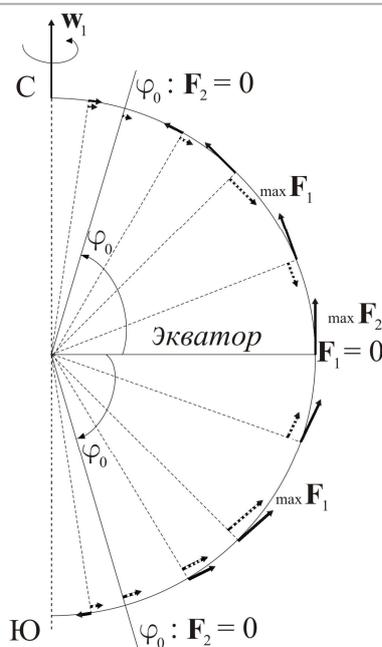


Рис. 3. Силы F_1 (пунктир) и F_2 (сплошная) при разных ϕ .

Резюме. С позиций физики рассмотренный механизм движущих сил геодинамической эволюции литосферы, не противоречит экспериментальным наблюдениям. Этот механизм должен действовать ежедневно из века в век, на протяжении многих миллионов лет. Но тут уже с позиций геологии – истории формирования Земли, – исследователи сталкиваются с проблемой иного плана.

Оказывается, что геодинамические преобразования планеты протекают далеко не равномерно. В геологической истории фиксируются эпохи особой тектонической активности (мощный орогенез, магматическая деятельность). Они нередко сопровождаются значительной перестройкой лика Земли (формирование суперконтинентов типа Пангеи, Гондваны или их распад), которые обычно расцениваются как катаклизмы планетарного масштаба. Представления о таких фазах тектогенеза (в совокупности с другими глобальными событиями) легли в основу разделения геохронологической шкалы на *эры* и *периоды*, измеряемые десятками миллионов лет. Однако природа цикличности геологических процессов столь долговременной периодичности так до конца и не выяснена.

Проведённый нами анализ динамики подобного рода катаклизмов [3] позволил выявить *глобальные геологические циклы (ГГЦ)*, регулярно повторяющиеся на протяжении всего фанерозоя. К проблеме их выделения мы подошли с позиций *концепции взаимодействия геосфер* по единому (*сквозному во времени*) геологическому признаку. Этим признаком стало содержание органического углерода ($C_{орг}$) в осадочных породах, отражающее степень богатства или ущербности живой природы и интенсивность процессов фотосинтеза в каждый период фанерозойской истории. Ритмичность смены периодов затухания и роста накопления органических остатков в недрах (как и накопление биогенного кислорода в атмосфере) определилась в 50—70 млн. лет (подробности см. в [3, 4]). Полный набор таких периодов с угнетённой и активной формами жизни образовали *циклы*, растянувшиеся до 170 млн. лет.

Совпадение ГГЦ с продолжительностью геологических эр позволило выявить устойчивый ритм повторяющихся фаз тектогенеза, эпох определённого типа седиментации и рудонакопления, наблюдаемой периодизации в 50—70 млн. лет изменений климата, великих вымираний и новых рождений в растительном и животном мире. Выделяемые в стратисфере подобного рода ритмы, фазы эпохи, этапы геологических преобразований в десятки миллионов лет, мы называем *геогалами* (этимология производного от «*геологической*» и «*галактической*» природы). Геогалы проявляются практически во всех геологических событиях долговременного и планетарного масштаба. Наиболее выразительными являются геогалы *тектонические, климатические и биосферные* (подробности см. в [3, 4]).

Логично предположить, что выделяемые циклы долговременного масштаба с ритмичным чередованием в 50-70 млн. лет различного типа геогалов — это земное отражение какой-то астрофизической цикличности. Например, по расчётам фурье-анализа [9] гармоника

Солнца при пересечении плоскости Галактики составляет период до 79 млн. лет. А гармоника с периодом в 150 млн. лет связывается авторами с движением Солнца по эцициклу. В рамках этих представлений глобальные циклы до 170 млн. лет и входящие в них геогалы (в 50-70 млн. лет) можно с большой уверенностью также рассматривать как своеобразные *геологические метки* — следы от воздействия факторов, имеющих галактическую природу. Запечатлённые в каменной летописи, они представляют собой *следствия* от пришедшей со стороны (внеземной) *причины*. Периодичность чередований выделяемых геогалов носит квазисинусоидальный характер и может определённо соотноситься с гармоникой движения Солнца по эцициклу и его ритмом пересечений плоскости Галактики.

Литература

1. *Козырев Н.А.* Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 445 с.
2. *Молчанов В.И., Параев В.В.* Проблемы мобилизма в свете планетарных движений. // Поиск математических закономерностей Мироздания: физические идеи, подходы, концепции. Новосибирск: издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2006. – С. 69-84.
3. *Параев В.В., Молчанов В.И.* Глобальные геологические циклы и катаклизмы в фанерозойской истории Земли. // Поиск математических закономерностей Мироздания: физические идеи, подходы, концепции. Новосибирск: СО РАН, Ин-т математики им. С.Л. Соболева 2004, т. 2, с. 73—89.
4. *Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.* Парадоксальность теории эволюции органического мира и тенденции её решения. // Уральский геологический журнал. 2009, № 4 (70), с. 3 — 30.
5. *Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.* Принцип каузальности – научная основа фундаментальных проблем геологии. // Уральский геологический журнал. 2010, №1(73), с. 3 – 20.
6. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. – 190 с.
7. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г.* История и методология геологических наук. М.: изд-во МГУ. 1997. – 224 с.

8. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: её возможная природа. М.: Научный мир, 2009, 520 с.
9. Чуйкова Н.А., Семенов К.В. Зависимость частоты инверсий геомагнитного поля от положения Солнечной системы в Галактике. // Труды Госуд Астрон. Ин-та им П.К. Штернберга. 1996, т. 65. – С. 136-147.

ГЕОХИМИЯ НАФТИДОПРОЯВЛЕНИЙ В КУОНАМСКОЙ И ОЛЕНЕКСКОЙ СВИТАХ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Парфенова Т.М.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
(ParfenovaTM@ipgg.nsc.ru)*

Введение

На востоке Сибирской платформы распространены обогащенные органическим веществом (ОВ) породы куонамского депрессионного комплекса нижнего и среднего кембрия [1, 5 и др.]. В этих отложениях, а также в подстилающих и перекрывающих толщах с 1930 годов геологи обнаруживают битумы (асфальты, кериты, нефти и т.д.) различной морфологии (Бобров и др., 1954, Зеленов, 1957, Санин и др., 1950, Смирнов, Урванцев, 1935, Флерова, 1941). До 1970 годов аналитические возможности не позволяли авторам достоверно судить об источнике нафтидов Алданской и Анабарской антеклиз.

В 70-80-е годы прошлого века А. Э. Конторович, В. М. Евтушенко, О. Ф. Стасова установили, что битумы в пределах Оленекского поднятия и Алданской антеклизы и битумоиды горючесланцевых кембрийских отложений, широко развитых на этой территории, имеют высокие концентрации ванадиловых и никелевых порфиринов [6], (стр. 481, [1]). Сходство состава и содержания порфиринов было первым подтверждением реализации генерационного потенциала углеродистых пород куонамского комплекса. В дальнейшем следы миграции нефтей из этой толщи изучали с применением сравнительного анализа индивидуальных насыщенных, ароматических соединений и изотопов органического углерода компонентов ОВ [2-4, 7 и др.].

Цель настоящего исследования – выявить геохимические особенности и происхождение новых нафтидопроявлений Мунского свода.

Коллекция образцов пород и нафтидов собрана автором во время полевых работ на

двух обнажениях р. Кюлюнке (левый приток р. Лена) в 2005 году.

Обсуждение результатов

В куонамской свите найдены битумы в кальцитовых жилах (обр. К-1-7а и К-2-5а) маспакыйского и амыдайского горизонтов. Натёки битумов зафиксированы на плитках карбонатно-кремневых пород (обр. К-1-7в) на границе амыдайских и малокуонамских отложений. Определение органического углерода, битуминологический анализ и пиролиз позволили в мелкозернистом карбонатном песчанике (прослой 3 см, обр. К-2-6а), черных карбонатно-кремневых породах (обр. К-1-5 и обр. К-1-8) куонамской свиты, комковатом сером известняке (обр. К-1-7б) малокуонамского горизонта, сером известняке (обр. К-1-1) оленекской свиты установить присутствие паравтохтонных и аллохтонного битумоидов. Таким образом, в породах среднего кембрия обнаружены микро- и макроскопические нафтидопроявления. Начато исследование углеводородов (УВ) их метано-нафтенных фракций.

На газо-жидкостных хроматограммах и масс-хроматограммах по m/z 217, 218, 191 и 177 идентифицированы алканы, стераны и терпаны. Их изучение показало, что:

- отношения пристана (Pr) к фитану (Ph) и нечетных нормальных (н-) алканов к четным близко к 1;
- отсутствие 12- и 13-монометилалканов;
- среди стеранов доминирует этилхолестан и велика доля диастеранов;
- подобное распределение хейлантанов C_{19-31} (в максимальных количествах присутствуют гомологи C_{21} , C_{23} , C_{26});

- уменьшение содержания гомогпанов по мере роста молекулярной массы и отношение C_{35} к C_{34} меньше 1;

- низкое содержание гаммацераана.

Эти черты ОВ свидетельствуют, что исходными организмами, липиды которых сохранились в породах, а позже мигрировали с нефтью, были водоросли и бактерии, обитавшие в морском бассейне с нормальной соленостью вод.

Сравнение содержаний УВ в рассмотренных гомологических рядах изученных нефтидов и автохтонных битумоидов куонамских отложений [2, 7 и др.] позволяет сделать вывод о едином источнике их генерации – углеродистых породах куонамской свиты.

Интересно, что только образцы К-1-5 и К-2-6а характеризуются типичным для аквагенного органического вещества распределением нормальных алканов с максимумом в области выхода $n-C_{15-20}$. В других пробах наблюдается либо смещение пика в высокомолекулярную область, либо отсутствие некоторых n -алканов на фоне так называемых «нафтенных горбов» [9] (рис. 1).

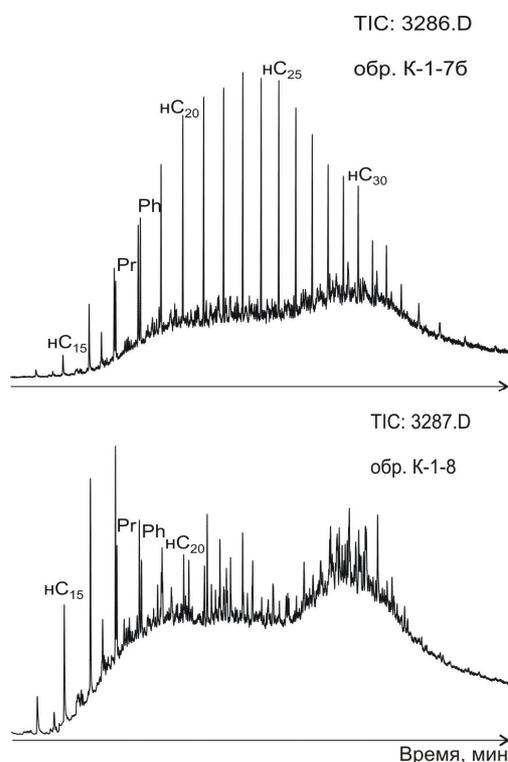


Рис. 1. Масс-хроматограммы УВ нефтидов малокуонамского горизонта и куонамской свиты.

Изменение распределений n -алканов и «горбообразные» формы хроматограмм, обусловленные большим содержанием неделимых нафтенных углеводородов, по-видимому, вызвано бактериальным окислением УВ в зоне гипергенеза [2, 8, 9, 10 и др.].

Кроме этого, на масс-хроматограммах по m/z 177 в пяти пробах (образцы: К-1-1, К-1-7б, К-1-7в, К-1-8, К-2-5а) диагностированы деметилированные терпаны (рис. 2): 25-норгопаны и 17-нортрицикланы, у которых отсутствует метильный заместитель при C_{10} .

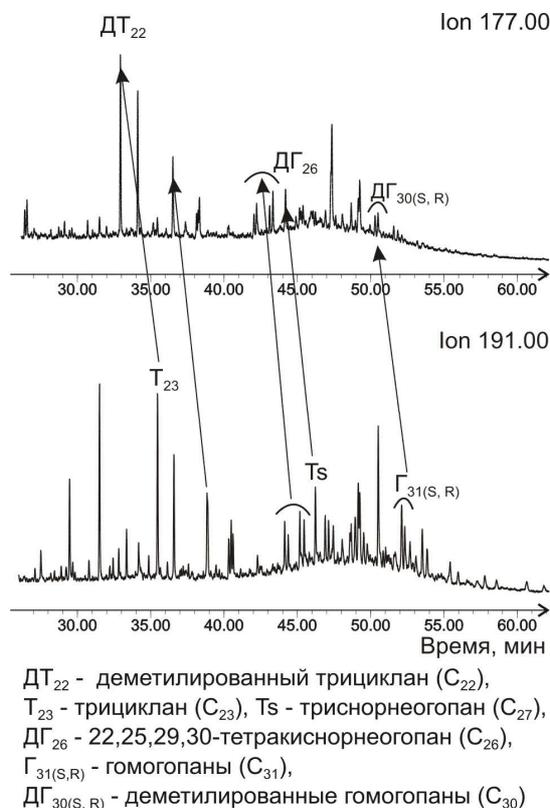


Рис. 2. Масс-хроматограммы терпанов по m/z 177 и 191 нефтида куонамской свиты (обр. К-1-8).

Образование таких углеводородов связывают с избирательным деметилированием циклоалканов на этапе биodeградации [2, 8, 10 и др.].

Заключение

1. Представленный анализ нефтидов среднего кембрия и опубликованный материал [1-8 и др.] доказывают, что

нефтяные компоненты образовывались, накапливались в куонамской свите и мигрировали из ее пород. Это подтверждает предположение (с. 480, [1]), что на востоке Сибирской платформы, в частности на склонах Мунского свода и Суханской впадины при наличии ловушек в перекрывающих, подстилающих, а также самих отложениях доманикового типа, могут быть нефтяные залежи, генетически связанные с породами куонамской свиты.

2. Нафтидопроявления р. Кюлюнке вместе с ОВ углеродистых пород куонамской свиты являются уникальным объектом, сохранившейся в природе полной генетической последовательности от первичных и первично-миграционных битумоидов до вторично-миграционных битумоидов и нефтей (автохтонный битумоид → паравтохтонный битумоид → аллохтонный битумоид → битум).

3. Показанные типы распределений алканов нормального строения, наличие деметилированных три-, тетра- и пентатерпановых УВ, указывают, что нафтиды р. Кюлюнке являются углеводородными системами разной степени биологического окисления и, возможно, продуктами нескольких фаз генераций нефтей.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 10-05-00705, 11-05-00314 и НШ-6244.2010.5, программ Президиума РАН № 15, ОНЗ-1 РАН, междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 36.

Литература

1. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э.Конторович, В.С.Сурков, А.А.Трофимук. М.: Недра, 1981. 552 с.
2. В.А.Каширцев. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 159 с.
3. В.А.Каширцев, А.Э.Конторович. Алкилстераны и алкилароматические стероиды – новые биометки в докембрийских и кембрийских нефтях Непско-Ботуобинской и Алданской антеклиз // Геология и геофизика, 2006, №6, с. 812-819.
4. Б.А.Клубов. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.
5. А.Э.Конторович. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. Труды СНИИГГиМСа, Вып. 229. М.: Недра, 1976. 250 с.
6. В.Е. Савицкий, В.М. Евтушенко, Л.И. Егорова и др. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений). Труды СНИИГГиМСа; Вып. 130. М.: Недра, 1972. 200 с.
7. Т.М. Парфенова, С.Ф. Бахтуров, Ю.Я. Шабанов. Органическая геохимия нефтепроизводящих пород куонамской свиты кембрия (восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2004, №7, с. 911-923.
8. Т.М. Парфенова. Нафтидопроявление в породах малокуонамского горизонта среднего кембрия как доказательство первичной миграции нефти в куонамской свите (северо-восток Сибирской платформы) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2005, №7, с. 26-30.
9. А.А.Петров. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 264 с.
10. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker Guide: I. Biomarkers and isotopes in the environment and Human History. Cambridge University Press, 2005. 474 p.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ

Парфенюк О.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
(oparfenuk@mail.ru)

Введение

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов и позволяет понять разнообразие P - T трендов и условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. Результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытывавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий, получены в условиях реологически расслоенной литосферы. Особый интерес представляет изучение условий образования гранитного расплава на различных глубинах в ходе коллизии и после ее завершения, а также механизм выхода гранитоидов на поверхность. Глубоко эродированные области коры различного возраста, характеризующиеся выходами на поверхность высокометаморфизованных пород вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли.

Основной причиной появления гранитных расплавов в обстановке коллизии является возмущение теплового поля в утолщенной коре. Тепловые источники, которые могут вызвать повышение температуры на разных глубинах в процессе коллизии по надвиговому типу, - это выравнивание температуры в надвигаемой и поднадвиговой плитах, повышение радиогенной теплогенерации за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя, наличие горизонтального переноса

тепла из-за нарушения тектонической структуры при коллизии и локальный разогрев в результате трения при перемещении вдоль разлома при надвиге.

Раннепротерозойская аккреция гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых террейнов, сочлененных по коллизионным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита отражают два этапа образования зон локального метаморфизма и гранитообразования 1.8 и 1.9 млрд. лет назад. На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизионной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю кору гранитоиды, была полностью эродирована [6].

Раннепалеозойские коллизионные системы позволяют увидеть гранитный слой, который вышел на поверхность из-за эрозии горного поднятия и образовал верхнюю кору мощностью примерно 10 км. Этот слой мог возникнуть в результате разогрева внутри утолщенной коры при надвигании блоков во время коллизии.

В земной коре современных коллизионных горных сооружений существуют квазистационарные расплавные горизонты, отмечаемые геофизическими и косвенными геологическими данными. Они залегают на глубинах 10 – 15 км и имеют мощность около 10 км на протяжении 50 – 250 км. По физическим свойствам они соответствуют граниту в состоянии, близком к температуре солидуса. Возможной причиной их появления считается плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева при термальной релаксации надвинутых пластин.

Моделирование коллизии

Континентальная кора является хранилищем долгоживущих радиоактивных элементов – урана, тория и калия. Содержание этих элементов является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Оценки средних концентраций ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K различаются почти в два раза, что приводит к средним значениям объемной генерации тепла в диапазоне $0.55 - 1.31 \text{ мкВт/м}^3$. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в еще более широком диапазоне $1.01 - 3.6 \text{ мкВт/м}^3$ [13]. Для архейских и протерозойских провинций Канады и Южной Африки радиогенная генерация тепла оценивается величинами $0.6 - 2.3 \text{ мкВт/м}^3$ [12]. Постколлизийное образование гранитов палеозойских варисцид (Южная Богемия) в диапазоне 330 – 370 млн. лет назад происходило в обстановке неравномерно распределенных источников радиогенного тепла с максимальными значениями $1.9 - 2.1 \text{ мкВт/м}^3$ на глубинах $2.6 - 23.4 \text{ км}$ [11].

Долгое время самой распространенной моделью распределения радиоактивной теплогенерации с глубиной была модель ее экспоненциального убывания. Последние исследования в этой области показали, что концентрация источников тепла не убывает с глубиной. В вертикальном масштабе порядка 10 км изучение образцов Кольской сверхглубокой скважины [2] и скважины КТВ в Германии [8] показало отсутствие систематической вариации теплогенерации с глубиной. Этот факт нашел подтверждение и при многочисленных измерениях теплогенерации в выведенных на поверхность породах вплоть до средней коры, например, областей Пиквитоней-Сашиго и Капускейсинг-Вава Канадского щита [10], структуры Вредфорт Южной Африки [14]. Поэтому на настоящем этапе исследований самым разумным будет предположение о постоянной величине теплогенерации в верхней коре.

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и коровой генерации тепла основных провинций различного возраста позволило авторам работы [13] сделать оценки полной генерации тепла земной коры для структур различного возраста: $0.56 - 0.73 \text{ мкВт/м}^3$ для архея, $0.73 - 0.90 \text{ мкВт/м}^3$ для протерозоя и $0.95 - 1.1 \text{ мкВт/м}^3$ для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км . Принимая во внимание тот факт, что нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, указанные оценки в случае верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности верхней и нижней (обедненной) коры.

На основе разработанных ранее алгоритмов проведено изучение теплового и тектонического режимов при формировании и эволюции компрессионных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться, не деформируясь, вдоль основного разлома. Утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии (рис. 1). Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима и теплового потока, т.к. в результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем.

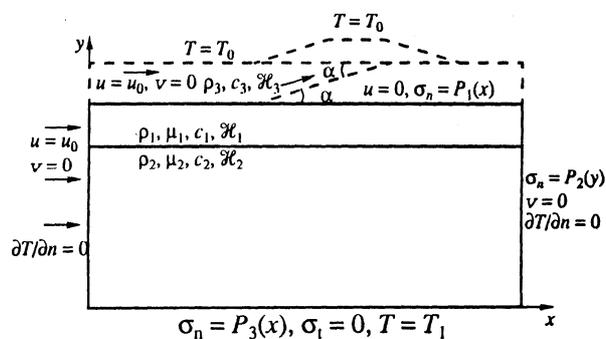


Рис. 1. Геометрия модели деформаций и граничные условия для механической и тепловой задач.

Моделирование вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии ($i=1,2$) в рамках уравнения движения и неразрывности проведено в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости. Методом конечных элементов решена задача о распределении поля скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} m_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - r_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases}$$

Здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = \text{const}$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

На основе решения системы уравнений сохранения массы и импульса выполнены расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области, включая верхнюю кору (с областью надвига $i=3$), обогащенную радиоактивными элементами [3 - 5]. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени:

$$c_i r_i \frac{DT}{Dt} = I_i \nabla^2 T + H_i,$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла.

Условия образования гранитных расплавов

Для определения вклада радиогенного тепла верхней коры рассмотрен сценарий сокращения коры со скоростью 0.5 см/год в течение 20 млн. лет с эрозией и одновременной седиментацией, которые начались спустя 5 млн. лет после начала надвига. Полное горизонтальное сокращение мощности коры составляет 100

км. Результатом этих одновременно происходящих процессов - горизонтального сокращения, нагрузки, эрозии и осадконакопления - стало увеличение мощности коры в области протяженностью порядка 250 км. В случае эрозии со скоростью 0.5 мм/год на стадии надвига и 0.25 мм/год на постколлизии стадии максимальное отклонение Мохо составляет 22 км. Следует отметить особую роль скорости эрозии поднятых покровов на постколлизии стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа и на поверхность выводятся породы с глубин средней и частично нижней коры (эрозионный срез в максимальном варианте расчетов спустя 30 млн. лет после окончания надвига достигает 9 км).

Расчеты тепловой эволюции деформированной в ходе горизонтального сокращения коры и надвига показали возможность формирования расплавного горизонта на наиболее глубоком уровне (глубины порядка 30 - 40 км) по классификации Розена, Федоровского (2001). В описанном выше варианте рассматривалась двухслойная кора с начальным значением плотности теплового потока 60 мВт/м² и теплогенерацией 1.5; 2 и 2.5 мкВт/м³ (кривые 2 - 4 рис. 2; кривая 1 – начальное распределение температуры) в утолщенной верхней коре, что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда теплогенерация была примерно в 1.6 раза выше современной). Примерно такие значения генерации тепла приняты в работе [9] для одномерной модели мгновенного надвига. Превышение температуры влажного гранитного солидуса в этих условиях возникает на уровне 35 - 40 км, и после окончания коллизии в описанном выше варианте зона плавления поднимается до глубины 15 - 20 км на постколлизии стадии через 30 млн. лет после окончания надвига. При этом в утолщенной коре градиент температуры превышает начальный (25°C/км) на 15 - 25 °C/км в зависимости от принятых значений теплогенерации верхней коры. Высокие

градиенты температуры в верхних слоях являются характерной особенностью теплового режима коллизионных областей [9].

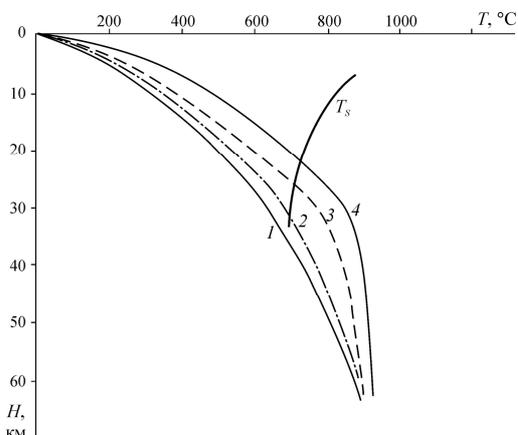


Рис. 2. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны ($t = 50.0$ млн. лет)

Плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 108 мВт/м^2 на постколлизионной стадии ($t=50.0$ - спустя 30 млн. лет после окончания коллизии) при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м^3 . Для сравнения плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта (современная зона коллизии Аравийской и Евразийской плит) достигает очень высоких значений $-71 - 193 \text{ мВт/м}^2$ на фоне прилегающих с севера частей Скифской плиты $- 50 \text{ мВт/м}^2$ и расположенной на юге Закавказской плитой $- 58 - 97 \text{ мВт/м}^2$ [1].

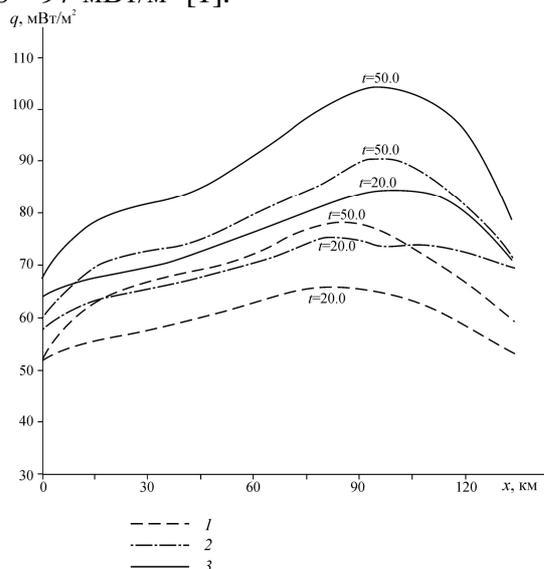


Рис. 3. Плотность теплового потока над зоной надвига. Генерация тепла верхней коры: 1 – 1.5 мкВт/м^3 ; 2 – 2.0 мкВт/м^3 ; 3 – 2.5 мкВт/м^3

Скорость генерации тепла трения, выделяемого при движении вдоль разлома, принимается пропорциональной скорости надвига и величине тангенциального напряжения τ : $\tau = f\rho gH$, где f – коэффициент трения, g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность, H – глубина. Дополнительный нагрев в окрестности зоны трения может составлять $10 - 150 \text{ }^\circ\text{C}$ [7, 9]. Верхняя оценка справедлива для надвигаемой пластины большой мощности ($20 - 30 \text{ км}$), высокой скорости сокращения коры ($4 - 6 \text{ см/год}$) при верхних оценках коэффициента трения ($f = 0.4 - 0.6$) и длительном процессе надвига. Наши расчеты показали рост температуры вдоль разлома вплоть до значений 600°C на глубинах $12 - 15 \text{ км}$ горизонтальной протяженностью примерно 25 км в случае высокой теплогенерации. Добавление тепла трения в этой области делает возможным появление локальной зоны частичного плавления, т.е. гранита в состоянии субсолидуса, наблюдаемого геофизическими методами в ряде систем кайнозоя.

Заключение

Расчеты различных вариантов теплогенерации верхней коры позволили определить время и область образования глубинных горизонтов плавления. Превышение температуры влажного гранитного солидуса возникает на уровне $35 - 40 \text{ км}$, и после окончания коллизии в описанных выше вариантах зона плавления поднимается до глубины $15 - 20 \text{ км}$ на постколлизионной стадии через 30 млн. лет после окончания надвига. Учет тепла трения в области разлома, по которому осуществляется надвиг, приводит к возможности появления локальной зоны частичного плавления на небольшой глубине, наблюдаемого геофизическими методами в ряде коллизионных систем кайнозоя. По результатам численного моделирования показано, что определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизионной стадии являются начальное тепловое состояние изучаемой области, а также

величина источников тепла в слое верхней коры. Результаты численного моделирования с различными значениями теплогенерации верхней коры показали возможность появления расплавных горизонтов либо к моменту окончания коллизии (при высоких значениях тепловыделения), либо на постколлизивной стадии при начальном распределении температуры, соответствующем значениям теплового потока выше 60 мВт/м^2 . Учет тепла трения при движении по разлому приведет к возможности появления локальных областей гранитного расплава малой мощности на небольших глубинах.

Литература

1. Краснопевецова Г.В. Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С. 151 – 178.
2. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.
3. Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли. 2005. № 3. С. 68 – 70.
4. Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия “Геология и разведка”. 2008. № 6. С. 68 – 73.
5. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперитор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22 – 32.
6. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН, В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
7. Brewer J. Thermal effects of thrust faulting // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 233 – 244.
8. Clauser C., Gieses P., Huenges E. et al. The thermal regime of the crystalline continental crust: implications from the KTB // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 18417 – 18441.
9. England P.C., Thompson B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894 – 955.
10. Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sashigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P. 1583 – 1594.
11. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577 – 587.
12. Jaupart C., Mareschal J.-C. The thermal structure and thickness of continental roots // Lithos. 1999. V. 48. P. 93 – 114.
13. Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat flow data // Treatise on Geochemistry, V. 3: The Crust. Ed. By R.L. Rudnick. Elsevier Sci. Pub. Amsterdam. 2004. P. 65 – 84.
14. Nicolaysen L.O., Hart R.J., Gale N.H. The Vregfort Radioelement Profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 10653 – 10661.
15. Nyblade A.A., Pollack H.N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 12207 – 12218.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Патрикеев В. Н.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск,
(patrik.imgg.ru)*

Сейсмические исследования в Северо-Западной котловине [1, 3] свидетельствуют о значительных вертикальных деформациях осадочного чехла и базальтового фундамента. В результате этих деформаций образованы крупные региональные структуры: поднятия Шатского и Обручева, Курило-Камчатский желоб; разломы Тускарора и Хоккайдо со всей совокупностью боковых ветвей и оперяющих их холмистых гряд; огромное количество холмов и гор, а также прогибов и впадин. Исходя из постулатов плитовой тектоники, океанические плиты довольно жесткие образования и испытывают деформации двух типов: общее плавное погружение при их остывании; деформации по своей периферии в результате взаимодействия плит при движении к зонам субдукции. Обычно деформации этих типов не сопровождаются интенсивными внутриплитными движениями. Поэтому неровности кровли базальтового фундамента внутри плит связывают с первичным рельефом, возникающим при формировании коры. Однако на сейсмических разрезах котловины Тускарора между Курильским желобом и поднятием Шатского фундамент на подавляющем большинстве структур облекается осадочным чехлом нередко с налеганием, что при условии формирования чехла придонными потоками [3] свидетельствует не о первичном рельефе фундамента, а о его соответственно пост или конседиментационных деформациях. Их вертикальная амплитуда составляет многие сотни метров. Теоретические и экспериментальные исследования деформаций, связанных с погружением плиты при ее остывании приводили к существенно различающимся результатам. Во многом это объясняется недостаточным

объемом экспериментального материала, допускающим неоднозначное его толкование, и возможно, ошибочными предпосылками при теоретических исследованиях.

Предполагается, что новые данные о структуре мезокайнозойского чехла и базальтового фундамента, полученные по сейсмическим материалам института морской геологии и геофизики ДВО РАН (более 20000 пог. км профилей) [3], позволят существенно дополнить экспериментальные данные и во многом прояснить характер деформирования Северо-Западной (СЗ) плиты Тихого океана. Для этого по сейсмическим материалам, увязанным с данными глубоководного бурения, проведено исследование вертикальных движений СЗ плиты Тихого океана в мезокайнозойе, на примере района между Курильским желобом и возвышенностью Шатского. Рассматривались только движения регионального масштаба, затрагивающие крупные районы океанической плиты, такие как котловина Тускарора, возвышенность Шатского, вал Хоккайдо, внешний склон Курильского глубоководного желоба.

Для изучения погружений или поднятий плиты в целом выделялись структурные поверхности, положение которых можно было бы определить для каких то конкретных моментов геологического времени. Обычно для этого используются материалы бурения в основном литологический, гранулометрический состав отложений, их состояние, стратиграфические перерывы и фауна. Однако, судя по результатам [5], их значительному разбросу, этих данных оказывается недостаточно, чтобы уверенно судить о глубинах формирования того или иного комплекса отложений. Поэтому

предлагается дополнительно использовать информацию о структурных особенностях каждого из этих комплексов по сейсмическим данным. Важнейшими из них являются внутренняя структура комплексов, особенности рельефа границ между ними, характер несогласий, размеры и форма осадочных тел. При анализе этих данных могут быть выявлены абразионные поверхности, границы размыва, переотложенные горизонты, определены условия формирования разных комплексов отложений.

Вертикальные движения СЗ плиты в мезозое – раннем кайнозое

В качестве первой структурной поверхности выбрана кровля базальтового фундамента на момент его образования. Возраст базальтов в пределах исследуемого участка плиты определялся по фауне из перекрывающих его слоев как поздняя юра – ранний мел. Бурением в кровле океанического фундамента вскрыты пузырчатые базальты с подушечной отдельностью [5]. Эти пиллоулавы изливались, судя по пузырчатой текстуре, в морских условиях на глубинах не более 600 – 1000 м. Поэтому можно полагать, что первая структурная поверхность на рубеже юра – мел располагалась на глубинах до 1000 м. В раннем мелу на этой поверхности в морских условиях формировались отложения карбонатной и кремнисто-глинистой толщ [5].

В качестве второй структурной поверхности выбрана кровля меловой кремнисто-глинистой толщи, которая в конце раннего начале позднего мела поднялась до уровня моря и на большей части исследуемого района СЗ плиты подверглась денудационному, а местами абразионному размывам, установленных по сейсмическим материалам и данным глубоководного бурения. Так по сейсмическим профилям выделено более 20 локальных участков плиты, где отложения кремнисто-глинистой толщи полностью или в значительной степени абрадированы (рис. 1).

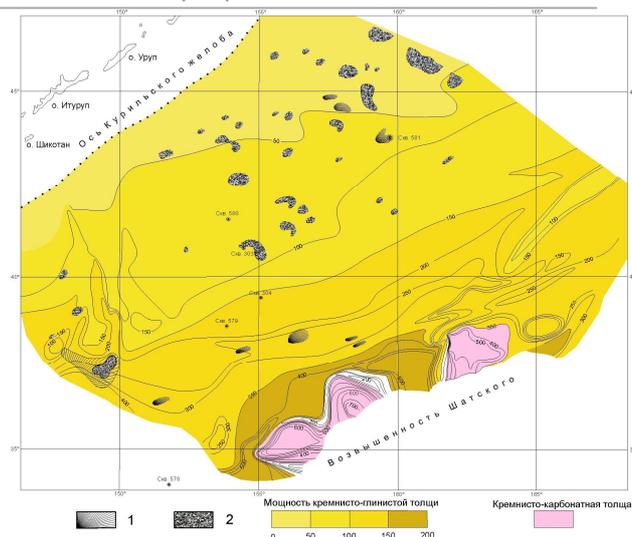


Рис. 1. Карта изопахит отложений мелового возраста. 1 – галечные горизонты; 2 – абразионные поверхности.

Важным свидетельством абразионного размыва этой толщи являются валунно-галечные отмытки, разбуренные скважиной 581 и широко представленные на сейсмических разрезах в виде слоя с аномальной, не характерной для кремнисто-глинистой толщи структурой, а именно непрерывно прослеживающихся отражающих горизонтов внутри него. Если галечный горизонт тонкий, то он выражается контрастным непрерывно коррелирующимся отражением в кровле кремнисто-глинистой толщи. В скважине 581 валунно-галечная отмытка представлена прослоями кремнистой гальки суммарной мощностью 65 м [4].

Денудационный размыв меловых отложений осуществлялся преимущественно в северо-западной части исследуемой территории плиты. Об этом свидетельствует удревнение осадков в кровле кремнисто-глинистой толщи в северо-западном направлении (диахронная граница) от 80 млн. лет (скв. 198) до 85 (скв. 196) и 94 млн. лет в скв. 303, 304 [5], а также уменьшение в том же направлении ее мощности от 200 до 0 – 50 м [3].

Таким образом, с верхнего мела на исследуемой территории плиты установились наземные условия, в которых происходило формирование горизонта пестрых немых глин, мощностью 20–40 м.

Большинство исследователей, исходя из представлений о глубоком древнем океане, рассматривают эти глины как глубоководные пелагические, накапливающиеся ниже уровня карбонатной компенсации. Однако, при этом не находят объяснений отсутствию морской фауны и железомарганцевых конкреций в них во всех скважинах глубоководного бурения, кроме самой верхней, переотложенной при наступлении океана части. Эти данные получают объяснение в рамках представлений о наземных условиях формирования горизонта пестрых глин и согласуются с материалами сейсморазведки и бурения, свидетельствующими об абразионном и денудационном размыве меловых отложений Северо-Западной плиты.

Морские условия осадконакопления в позднем мелу и палеогене сохранялись лишь на территории возвышенности Шатского, где накапливались форамениферовые нанноилы. Глубина морского бассейна здесь в позднем мелу составляла первые сотни метров и уменьшалась по мере заполнения осадками, на что указывают многочисленные эоценовые и олигоценовые перерывы в седиментации по материалам глубоководного бурения и эрозионные срезы по сейсмическим данным [2].

Вертикальные движения в позднем кайнозое

Горизонт пестрых глин с подошвенным несогласием перекрывается отложениями кремнисто-глинистой толщи среднего – позднего миоцена. С этого времени на всей рассматриваемой части СЗ плиты устанавливаются морские условия осадконакопления, связанные с ее резким погружением и трансгрессией Тихого океана. Обилие каналов с глубиной вреза до 300 м, обвалованных намывными дамбами, широкие абиссальные долины южного и юго-западного направлений, развитие таких несогласий, как подошвенное прилегание, указывают на определяющую роль придонных потоков в формировании позднекайнозойского осадочного чехла. Эти

потоки размывали пестрые глины и переоткладывали их, чем объясняются находки остатков морской фауны в верхней части этих глин и желтые или красноватые тона средне – позднемиоценовых осадков. Таким образом, кровля горизонта пестрых глин определяет третью структурную поверхность на начало среднего миоцена, которая располагалась в это время на уровне океана. Учитывая мощность мезозойской толщи и горизонта пестрых глин можно определить глубину базальтового фундамента от уровня океана в среднем миоцене.

Четвертой структурной поверхностью является современный рельеф кровли базальтового фундамента, из которого следует, что со среднего миоцена большая часть исследуемого района СЗ плиты погрузилась на 5 км. Однако в целом наблюдается дифференцированное погружение различных участков плиты наибольшее до 9 км в районе оси глубоководного желоба, наименьшее до 3 км на территории возвышенности Шатского. Современный рельеф базальтового фундамента можно объяснить разной скоростью опускания отдельных районов плиты, либо равномерным ее погружением с одновременным прекращением этого процесса в разных ее участках. Сейсмические материалы позволяют во многом прояснить характер этих движений во времени.

Из сейсмических разрезов, карты изопахит позднекайнозойского осадочного чехла [3] и материалов бурения следует, что источники сноса осадочных отложений позднего кайнозоя располагаются с северо-запада от исследуемой части плиты, т.е. в районе Курильской островной дуги и Камчатки. Поскольку накопление этих осадков осуществлялось преимущественно придонными турбидитовыми потоками то глубоководного желоба в этот период времени не было, либо он был компенсирован осадками. Из карты изопахит мощность позднекайнозойских осадков уменьшается от желоба до возвышенности Шатского в юго-юго-восточном направлении от 600 м до 200 м,

что объясняется удалением от источников сноса осадочного материала. Вариации мощностей осадков в основном определяются характером турбидитного осадконакопления – увеличении их в аккумулятивных лопастях и уменьшении в долинах, а также локальными, малоамплитудными вертикальными движениями фундамента до осадконакопления. Изменений мощности позднекайнозойского чехла, связанных с поднятием или опусканием крупных районов плиты не отмечается. Поэтому вся исследуемая территория плиты, где происходило терригенное осадконакопление, погружалась равномерно и представляла собой плоскую аккумулятивную равнину, возможно, слабо наклоненную на юго-восток. Такой характер движений плиты сохранялся в течение всего периода турбидитного осадконакопления со среднего миоцена до середины плейстоцена. Время заложения глубоководного желоба можно определить при изучении условий залегания осадочного чехла на его внешнем склоне.

На сейсмических разрезах океанического склона желоба миоценовые осадки со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях раннемелового возраста, однако угловых несогласий между этими толщами не наблюдается. Несогласия типа прилегания видны лишь вблизи уступов, которые фиксируют положение разломов, смещающих всю толщу осадков. Угловое несогласие местами отмечается в самой верхней части осадочной толщи в результате заполнения карманов в рельефе чехла горизонтально слоистыми верхнеплейстоценовыми осадками. Следовательно, формирование желоба началось в позднем плейстоцене.

Другим подтверждением морфологического оформления желобов в среднем плейстоцене, сопровождавшееся уменьшением энергии придонных мутьевых потоков и их прекращением, является заполнение позднеплейстоценовыми осадками на всей территории плиты каналов и долин и фактически их отмирание, а также

установление пелагической седиментации, что подтверждается формированием в кровле чехла слоя красных глин, мощностью до 10 см.

На территории трех массивов возвышенности Шатского в позднем кайнозое происходило биогенное осадконакопление, накапливались наноилы мощностью от первых до десятков метров. Для данных отложений характерны резкие изменения мощностей, кровельные и подошвенные несогласия, перерывы, связанные с ненакоплением осадков [2, 3, 5]. Такое строение и литологический состав позднекайнозойского чехла возвышенности с учетом преимущественно терригенного состава и турбидитного осадконакопления на прилегающей части плиты указывает, что территория трех массивов поднятия Шатского с позднего миоцена располагалась существенно выше окружающих его участков плиты. Каньоны и эрозионные срезы позднемеловых и кайнозойских, до плиоцена включительно, осадков по сейсмическим материалам [2, 3] дают основание предполагать, что до плейстоцена многие значительные по площади участки возвышенности могли располагаться выше уровня океана. И лишь во второй половине плейстоцена все три массива возвышенности стали погружаться до современных глубин.

Существенно иной характер позднекайнозойских вертикальных движений отмечается в пределах северных отрогов возвышенности Шатского, располагающихся выше 38 параллели. В отличие от трех ее массивов, имеющих куполовидное строение, северные отроги с восточной стороны представлены протяженными гребнями северо-восточного простирания, с западной – холмистой равниной. Другой отличительной особенностью этой части возвышенности является облекание ее структур позднекайнозойскими осадками. Одинаковая последовательность слоев, характеризующихся различной акустической дифференциацией, в котловине Гускарора и на холмистой равнине возвышенности позволяет

предполагать однотипный (терригенный) состав позднекайнозойских осадков в пределах этих структур. Подтверждением этому являются долины в основании уступов и намывные дамбы, наблюдаемые на всех разрезах равнины. Поэтому осадконакопление здесь также осуществлялось преимущественно придонными потоками, а глубина ее в позднем миоцене – плиоцене была той же, что и на прилегающей части котловины Тускарора. Облекание осадками многих структур равнины указывает о том, что ее погружение в плейстоцене резко замедлилось или даже прекратилось.

Из проведенного анализа позднекайнозойского погружения СЗ плиты можно заключить, что в период времени со среднего миоцена до начала плейстоцена большая часть исследуемой территории плиты погружалась примерно с одной скоростью 0,4 мм/год. С середины плейстоцена скорость погружения разных районов плиты дифференцировалась – в одних она резко упала или даже стала равной нулю (вал Хоккайдо, северные отроги возвышенности Шатского), в других существенно увеличилась (океанический склон и ось желоба).

Литература

1. Андреев А.А., Воробьев В.М., Патрикеев В.Н. и др. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана // Тихоокеанская геология. – 1988. № 5. – С.109-112.
2. Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология – 1985. № 3. – С.26-33.
3. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. – М.: ГЕОС, 2009. – 207 с.
4. Initial Core Descriptions. – La Jolla, California, 1982. – Leg 86. – 112 p.
5. Initial Reports of the DSDP. Vol. 19, 32, 56, 57, 61. Washington. 1973, 1975, 1980, 1980, 1981.

ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

(petris@stl.ru)

Традиционными средствами распознавания и пространственной параметризации сред разной жесткости (или вязкости) на Дальнем Востоке России являются аномалии скорости сейсмических волн (V), теплового потока (ТП) и электрического сопротивления (ρ_t). Среды пониженной вязкости в аномалиях V и ρ_t отражаются пониженными значениями этих параметров, а зоны повышенного флюидонасыщения и изменения фазового состояния тектонических сред (зоны частичного плавления) в подкоровом слое и астеносфере диагнос-тируются с помощью моделирования распределений температур по измерениям ТП. Однако, сейсмические, магнитотеллурические и термометрические исследования на Дальнем Востоке рассредоточены в редкой сети наблюдений, густота которых недостаточна для получения объемных представлений о реологических свойствах земной коры и верхней мантии. Гравиметрические данные более представительны по плотности наблюдений, однако, наиболее широко распространенные здесь методы гравитационного моделирования, основывающиеся на подборе плотности геологических тел под наблюдаемые гравитационные аномалии, мало эффективны для диагностики реологических свойств тектоносферы по причине сложности геологического строения и соответствующих широких вариаций плотностных характеристик тектонических и магматических комплексов, и поэтому практически не используются с этой целью.

Разработанный автором метод сравнительной оценки жесткости тектонических сред по гравитационным аномалиям [3] основывается на результатах множественной интерпретации симметричных гравитационных

возмущений, эквивалентных аномалиям от компактных источников, для которых глубина залегания поверхности источника (Z_1) больше половины его горизонтальных размеров (D) в исследуемом сечении. В этом случае, пространственными распределениями центров масс (Z_0) эквивалентных источников с точностью 30 % можно аппроксимировать распределения модельных тел широкого класса ($5 > H/D > 0.1$, где: ΔH – толщина пластины), в том числе – осуществлять пространственную корреляцию вертикальных и горизонтальных пластин [2]. Построение реологических моделей земной коры и верхней мантии базируется на трех следствиях теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала: (1) для любой многосвязной системы компактных (квазисимметричных) источников гравитационных аномалий всегда существует эквивалентная односвязная звездная масса с центром масс в центре тяжести системы; (2) гравитационные потенциалы объемных и сферических (плоских) тел с одинаковой массой во внешнем пространстве одинаковы; (3) эквивалентность плотности при увеличении, или уменьшении, размеров тела с неизменной массой непрерывна, что открывает возможность для томографического “просвечивания” геологических сред [5].

Носителем информации о реологическом состоянии тектонических (или магматических) сред является параметр: $\mu_z = V_{zm} Z_0 / 4\pi K (Z_0 - H_c)^2$, где: V_{zm} – амплитуда гравитационного возмущения, K – гравитационная постоянная, H_c – поверхность, на которую выметаются (по Пуанкаре) массы эквивалентного объемного источника. Для построения 3D-моделей распределений μ_z -

параметра исследуемый объем геологического пространства разбивается на серию слоев (20-25 слоев до глубины 200-250 км), в каждом из которых аномальные массы конденсируются на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям H_c , всегда располагающихся выше поверхностей слоев, из которых выматываются массы, (т.е. выполняется условие: $H_c < Z_0$). Пиковые значения μ_z -параметра сглаживаются. В результате вычислений формируется объемная модель $\mu_z(x, y, H_c)$, которая является исходной матрицей для построения карт-срезов и вертикальных разрезов распределений μ_z -

Таблица 1. Сводный разрез распределений μ_z -параметра в тектоносфере Дальнего Востока России. Г л у б и н а , км

слои	μ_z	Забай- калье	Алдан- Станов. террейн	Амурс- кая плита	Охоте- кая плита	Колым. - Омол. плита.	Камчат -ка	Сихотэ- Алинь	Сев.- Азиат. кратон
ВО	< 10	0 -10	0 - 15	0 -20	0 -15	0-10	0 -10	0 - 20	0 -10
К.	15-30	10-30	15-35	15-40	15-25	15-40	5 -20	15 - 40	10-40
A ₁	< 15	24 - 40	35-60	40-60		40-60	20-40	22 - 38	35 -50
ТМ ₁	15-30	40 -80	60-90	40-80	30-80	60-80	30-70		50 -90
A ₂	< 15	> 80	> 90	> 80	50-120	60-150	70-120		90-130
ТМ ₂	20-50				> 120		> 120		> 130

параметра с помощью стандартных средств графического отображения цифровой информации (Surfer, ArcGIS, 3D-Max и др.).

В разрезах земной коры и верхней мантии среды пониженной вязкости (турбидитовые толщи, жидкие или вязкие магматические очаги, астеносфера), вследствие плавных изменений плотности и отсутствия резких границ между элементарными плотностными неоднородностями внутри этих сред, картируются низкими значениями градиентов сферической плотности (μ_z), а жесткие, резко дифференцированные по плотности, среды (древние кристаллические комплексы и вулканогенно-кремнистые пластины в земной коре; нижний слой литосферы) – высокими значениями [1, 3, 6, 7]. Имеющиеся сейсмические,

магнитотеллурические и термометрические данные во всех, без исключения, разрезах тектоносферы Дальневосточного региона подтвердили существование сред пониженной вязкости в зонах μ_z -минимумов. Решениями прямой линейной задачи в средах с закрепленными формализованными границами тектонических сред вычислены непротиворечивые наблюдаемым гравитационным аномалиям плотностные модели, подтверждающие прямую корреляцию распределений μ_z -параметра в формализованных абстрактных моделях с объемной плотностью эквивалентных им тел и структур.

Исследованиями по описанной методике охвачена вся территории Дальнего

Востока России восточнее 114 меридиана, для которой установлена универсальная реологическая расслоенность тектоносферы в районах, различающихся по возрасту, составу и строению преобладающих в них тектонических и магматических комплексов (таблица 1).

При сопоставлении аномалий μ_z -параметра с распределениями источников землетрясений и магматическими проявлениями было обнаружено, что в К-слое располагаются гипоцентры большей части землетрясений Северо-Восточной Азии, а слои A₁ и A₂ являются вероятными источниками мезозойских и кайнозойских вулканических поясов и флюидно-магматических инъекций в структурах центрального типа плюмовой природы. Изучение пространственных

взаимоотношений жестких и вязких слоев открывает возможность для расшифровки глубинного строения структур земной коры и верхней мантии, особенностей их эволюции и связи глубинных структур с размещением рудных районов, узлов и крупных месторождений.

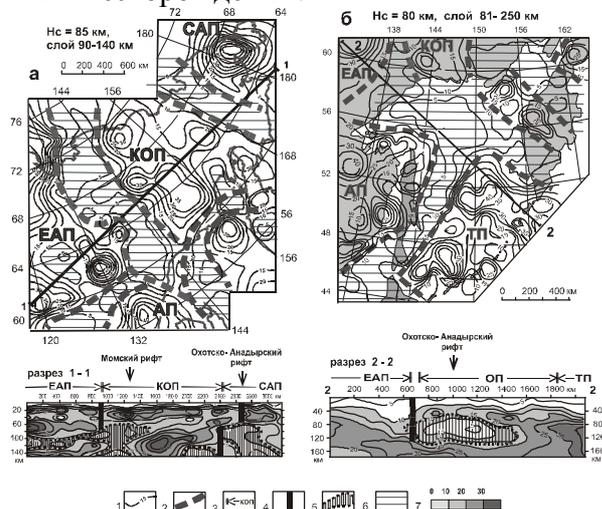


Рис. 1. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии (а) и Охотоморского региона (б)

1 – изолинии градиента поверхностной плотности слоя (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 2, 3 – границы литосферных плит: глубинные в плане (2) и приповерхностные над разрезами (3); 4 – глубинные разломы; 5, 6 – астеносфера в разрезах (5) и на схемах (6); 7 – шкала раскраски разрезов.

По значениям градиентов плотности в нижнем срезе литосферы уверенно различаются литосферные плиты (рис. 1) и разделяющие их выступы астеносферного слоя (A_2). В приводимых разрезах отчетливо проявлены признаки расщепления плит первого порядка (Северо-Американской и Тихоокеанской) в зонах коллизии их с Евразийской плитой на коровые и нижне-литосферные пластины, первые из которых надвинуты на астеносферу, или подкоровый вязкий слой (A_1) в зонах коллизии, а вторые – подвинуты (субдуцированы) под буферные литосферные плиты окраинноморского происхождения. В этом проявляется одинаковый механизм взаимодействия литосферных плит на мезозойской и кайнозойской окраинах Северо-Восточной Азии.

Близкие особенности глубинного строения земной коры, обусловленные универсальным характером коллизии

Тихоокеанской плиты с Евразией, проявились в прибрежно-материковых складчато-надвиговых системах Сихотэ-Алиня и Камчатки [1, 3], различающихся на 30-40 млн лет возрастом однотипных тектоно-магматических процессов. В восточных районах обеих систем отсутствует континентальный гранитно-метаморфический слой, а жесткие океанические пластины в нижней коре подвинуты под прибрежно-материковые (Сихотэ-Алинь), или островодужные (Камчатка) складчато-надвиговые комплексы. В Сихотэ-Алине они надвинуты на континентальный гранитно-метаморфический слой. Мощность земной коры в восточных районах обеих систем не превышает 20 км.

Реологические гравитационные модели тектоносферы проясняют особенности строения и эволюции рифтогенных структур. Большинство таких структур и систем на Дальнем Востоке (Момская, Охотско-Анадырская, Байкало-Охотская и Танлу рифтовые системы) характеризуется инверсным взаимоотношением рельефа приповерхностных и глубинных границ раздела в литосфере и сопровождается линейными поднятиями астеносферного слоя, маркирующими границы литосферных плит (рис. 1). По смещениям приповерхностных и глубинных структурных элементов рифтов можно судить о миграции рифтогенных процессов во времени и пространстве. В частности, реологические модели обнаружили восточный тренд рифтогенных процессов в системах Танлу и Охотско-Анадырской. В обоих случаях позднемезозойский (вулканический) этап рифтогенеза сопровождался излияниями и внедрениями больших объемов магматических масс в Хингано-Охотском и Охотско-Чукотском вулканических поясах, а кайнозойский этап – образованием цепочек наложенных впадин, заполненных терригенными осадочными отложениями и смещенных на 200-250 км в восточном направлении относительно мезозойских рифтогенных вулканических поясов. Похожим образом на южных окраинах Северо-Азиатского

кратона южно-якутские кайнозойские межгорные рифтогенные впадины смещены к северу от позднемезозойского Станового гранитоидного поясов, сформировавшегося в обстановке косога растяжения на границе Амурской плиты с кратоном.

Совершенно другими пространственными взаимоотношениями реологических неоднородностей тектоносферы характеризуется Байкальская рифтовая зона (БРЗ) (рис. 2).

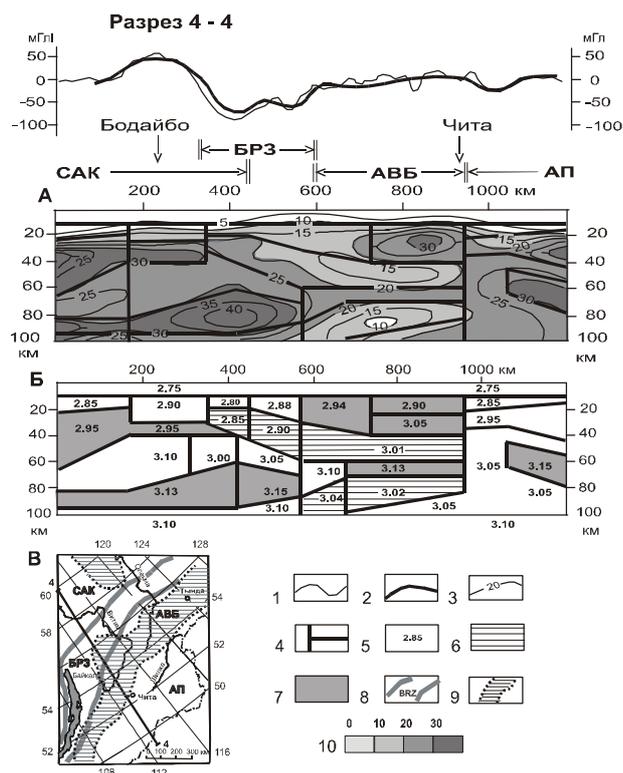


Рис. 2. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны: распределение μ_z -параметра в разрезе 4-4 (а), плотностной разрез (б) и горизонтальный срез на глубине 25 км (в)

1, 2 – наблюдаемая (1) и расчетная (2) аномалии силы тяжести; 3 – изолинии градиента μ_z - параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред, $г см^{-3}$; 6 – среды пониженной вязкости; 7 – среды повышенной жесткости; 8 – Байкальская рифтовая зона; 9 – зона пониженной вязкости подкорового слоя в горизонтальном срезе на глубине 25 км; 10 – шкала градиентов плотности в разрезе (а). Обозначения структур САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АП – Амурская плита.

Толстая литосфера Северо-Азиатского кратона здесь далеко продвинута под рифтовую зону (рис. 2-а, б), что подтверждается сейсмическими и теплофизическими моделями, а в переходном слое “кора-мантия” выявлен

мощный наклонный слой пониженной вязкости (рис. 2-а) и плотности (рис.2-б), разделяющий кратон и Амурскую плиту в интервале глубин 20-60 км. Поднятие астеносферного слоя здесь наблюдается не под рифтовой зоной, а за пределами последней, под Ангаро-Витимским батолитом. Зоны пониженной скорости сейсмических волн в нижнем слое земной коры и в астеносфере, также как соответствующие им зоны низких значений μ_z -параметра, тоже далеко простираются на юго-восток за пределы БРЗ. Ретроспективный анализ реологической модели (рис. 2) привел к выводу, что Байкальский рифт не является результатом новейшего раздвига литосферных плит (как считалось долгое время), а повторяет один из эпизодов мезозойской и раннекайнозойской истории Забайкальской горной страны, характеризующихся многократным отщеплением от кратона коровых тектонических пластин и смещением их в зону Забайкальского (Ангаро-Витимского) астенолита.

Анализ пространственных взаимоотношений тектонических сред разной жесткости является инструментом диагностики и 3D-параметризации структур центрального типа плюмовой природы [3, 4, 6]. Так, с помощью модели $\mu_z(x, y, Hc)$ был обнаружен [6] Алдано-Зейский плюм, характеризующийся концентрическим расположением верхнекоровых μ_z -максимумов относительно минимума в центре, расширяющегося в верхней мантии. Еще шесть признаков плюма (магнитные, тепловые и геоэлектрические аномалии, вертикальные движения земной поверхности, концентрическое поле сейсмичности, металлогеническая зональность), не находивших ранее объяснения, органически вписались в геолого-геофизическую модель этой структуры [4, 6]. Таким же образом в Среднем Приамурье расшифровано глубинное строение Мая-Селемджинского плюма [4], внешними атрибутами которого являются: концентрическое расположение разломов, магнитные и тепловые аномалии, низкие скорости сейсмических волн над

стволом плюма, источники термальных вод, металлогеническая зональность. При сравнении коровых контуров плюма в разных глубинных срезах обнаружены признаки горизонтального смещения головы плюма в восточном направлении, обусловленного перемещением Амурской плиты.

Литература

1. *Глаголев В.Н., Петрищевский А.М.* Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизических данных (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. №3. С. 78-85.
2. *Петрищевский А.М.* “Теневые” гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика 2004. № 4, С. 48-54.
3. *Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43 - 59.
4. *Петрищевский А.М.* Плюмы Приамурья // Современные проблемы регионального развития. Материалы II Международной научной конференции. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2008. С. 78-79.
5. *Петрищевский А.М.* О гравитационной томографии // Геофизика 2010. № 2. С. 71-80.
6. *Петрищевский А.М., Ханчук А.И.* Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // Докл. РАН. Том 406. № 3. С. 384-387.
7. *Ханчук А.И., Петрищевский А.М.* Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ТРАНСЕКТАМ**Петров Г.А., Рыбалка А.В.***ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург,
(Georg_Petrov@mail.ru)*

Наиболее информативными для получения информации о глубинном строении земной коры являются геолого-геофизические профили (трансекты), в пределах которых выполняется комплекс разнообразных геофизических и геологических исследований. Проведение различных видов сейсмических исследований, МТЗ, в сочетании с информацией о геофизических полях и их трансформациях, с геологической заверкой геофизических объектов, позволяют получить качественно новую информацию. В пределах Уральского подвижного пояса за последние 10 лет было пройдено 3 региональных геолого-геофизических профиля (трансекта), пересекающих все главные структуры Урала в его южной (профиль URSEIS или проект Уралсейс), центральной (Среднеуральский трансект) и северной (Полярноуральский трансект) частях. Результаты исследований отражены в многочисленных публикациях, например [1, 10, 12]. Интерпретация геологических и геофизических данных позволяет построить геологические модели строения земной коры и верхней части мантии упомянутых фрагментов Уральского подвижного пояса, сравнение этих моделей дает интересную информацию об эволюции Уральского орогена.

Южная часть Урала наиболее доступна для геологических исследований, поскольку севернее многие структуры восточной части подвижного пояса перекрываются мощным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской платформы. К тому же, по количеству методов исследований и их участников, проект Уралсейс является уникальным. По нашему мнению, наиболее развернутая геологическая модель строения Южного Урала в районе прохождения Южноуральского трансекта приведена в статьях С.Е. Знаменского, А.М. Косарева и В.Н. Пучкова с соавторами [3, 5, 8], которые

условно разделили территорию, пересекаемую профилем Уралсейс на три домена – западный, центральный и восточный. Вслед за упомянутыми авторами, мы будем проводить сравнение глубинного строения Полярного, Среднего и Южного Урала по тем же трем доменам.

Западный домен Южноуральского сегмента, по В.Н. Пучкову с соавторами [8], включает образования Предуральского краевого прогиба, Башкирского антиклинория, Зилаирской синформы, Уралтауской антиформы и протягивается от западного конца профиля до Главного Уральского разлома на 226 км. На Средне-Уральском трансекте расстояние от начала профиля до центрального разрывного нарушения системы ГУР (Салатимского разлома) составляет 170 км, тем не менее, на этом отрезке также пересечены все структуры западного склона Урала. На Полярном Урале данный отрезок составляет 118 км. В глубинном строении Западного Урала на Южном, Среднем и Полярном Урале есть определенные черты сходства и различия. Сходство заключается в присутствии единой последовательности общеуральских структурных элементов – с запада на восток это: Предуральский прогиб, Центрально-Уральское поднятие (на Полярном Урале участками перекрытое Лемвинским аллохтоном) и зона Главного Уральского разлома. На Южном и Среднем Урале присутствует шовная зона, погружающаяся в мантию под зоной Главного Уральского разлома или несколько восточнее, и в той или иной степени прослеженная под Центрально-Уральским поднятием и Предуральским прогибом до глубин 75-80 км. Различия строения различных сегментов Западного Урала также весьма существенны. Главные из них следующие:

- Повсеместное развитие мощного (до 15 км) рифейского разреза в фундаменте

Предуральского прогиба на Южном и Полярном Урале, фрагментарность и маломощность его на Среднем Урале;

- Значительно больший размер области тектонического влияния Уральского орогена на Южном Урале по сравнению со Средним и Полярным: на Южном Урале фронт деформаций (передовые надвиги) отстоит на 150-200 км от ГУР, на Среднем – на 70-80 км, на Полярном – на 90 км; область деформаций, охватывающих всю земную кору («толстокожая тектоника») на Южном Урале распространяется на 70-120 км (по различным моделям), на Среднем Урале – на 20-25 км. На Полярном Урале не фиксируются тектонические структуры, пересекающие всю земную кору (кроме самого Главного Уральского разлома и шовных зон, расположенных восточнее его). Глубина расположения подошвы аллохтонного комплекса минимальна на Полярном Урале и максимальна на Южном.

- В составе аллохтонных пластин на Южном и Полярном Урале присутствуют ультраосновные породы, океанические кремнисто-базальтовые формации, высокобарические метаморфиты; на Среднем Урале в составе аллохтона известны только слабо метаморфизованные комплексы континентальной окраины.

Указанные различия возможно связаны с тем, что, по-видимому, позднепалеозойский ороген начал развиваться на Южном Урале раньше, чем в более северных районах, поперечные размеры пояса уралид здесь меньше, что позволяет предположить более интенсивное сжатие и объясняет больший размер области интенсивной тектонической переработки континентальной окраины. Присутствие эклогитов в зоне ГУР на Полярном и Южном и отсутствие их на Среднем Урале может быть связано с разными условиями эксгумации высокобарических комплексов на начальной стадии коллизии: на севере и юге Урала в девонскую палеозону субдукции погружались легкие континентальные блоки, при последующем всплытии которых эклогиты были транспортированы в верхнюю часть земной коры. На Среднем

Урале на заключительной стадии девонской субдукции погружались фрагменты более тяжелой коры основного- среднего состава, что не способствовало эксгумации высокобарических комплексов.

Центральный домен Южноуральского сегмента, согласно публикации С.Е. Знаменского и соавторов [3], располагается на Южном Урале между восточным крылом Уралтауской антиформы (Главным Уральским разломом) на западе и Карталинской зоной отражений (Карталинским разломом) на востоке, которые имеют встречное падение. В состав домена входят Магнитогорская и Суундук-Челябинская зоны; А.А. Савельев [9] включает в его состав Магнитогорскую зону, состоящую из трех подзон, и Восточно-Уральскую зону, представленную на поверхности Сухтелинско-Успенским аллохтоном, залегающим на Чесменско-Джабыкском автохтоне. Необходимо отметить, что модели геологического строения Центрального домена, представленные разными коллективами авторов, имеют значительные различия, касающиеся, зачастую, не только интерпретации глубинных частей разреза, но и поверхностных структур, вплоть до различной ориентировки и кинематики одних и тех же разрывных нарушений, выходящих на поверхность.

Рассматривая строение зоны Главного Уральского разлома (ГУР) в целом, можно отметить, что этот шов отделяет образования Восточно-Европейского палеоконтинента от коллажа палеоостроводужных террейнов, аккрецированных к его окраине в девонское и раннекаменноугольное время. На Южном Урале это Магнитогорский девонско-каменноугольный террейн, на Среднем – Тагильский ордовикско-девонский, на Полярном – Войкарский и Щучьинский преимущественно девонские блоки, геологическое строение и история эволюции которых различаются достаточно существенно. Разрез вулканогенно-осадочных толщ, наращивающих офиолитовый разрез в пределах Войкарской структурно-формационной зоны (СФЗ) на

Полярном Урале, существенно отличается от типовой стратиграфической последовательности Западно-Тагильской СФЗ. Так, стратиграфическая колонка Войкарской структуры начинается с усть-конгорской свиты O_{2-3} (или с ее латеральных аналогов – войкарской и соколиной свит), сложенной метаморфизованными базальтами с прослоями алевролитов, яшмоидов и известняков, перекрываемой базальтами, андезитами и осадочными породами малоуральской свиты S_2-D_1 , трахиандезитами, трахитами и осадками кевсоимской толщи S_2-D_1 , терригенными породами и известняками варчатинской или тоупуголегардской свит D_{1-2} [11]. В Ханмейшорском районе вместо малоуральской свиты картируются песчаники, гравелиты и конгломераты ханмейшорской свиты O_3-S_1 , перекрываемые базальтами, андезибазальтами, их туфами и вулканогенно-осадочными породами тоупугольской толщи S_{1-2} . На Среднем и Северном Урале, в западной части Тагильской структуры комплекс параллельных долеритовых даек перекрывается позднеордовикскими (ашгиллскими) и раннелландоверийскими вулканитами базальт-риолитовой формации шемурской свиты; выше залегают лландовери-венлокская павдинская свита (базальт-андезит-дацитовая формация), венлок-лудловская именновская (базальт-андезитовая) и позднесилурийско-раннедевонская туринская или сосьвинская (абсарокит-шошонитовая формация) свиты [2]. Девонские образования формировались в пределах двух формационных зон – Петропавловской, включающей преимущественно карбонатные разрезы, и вулканогенно-осадочной Туринской. В северной части Полярного Урала, в пределах Щучьинской синформы, позднеордовикско-каменноугольный разрез в целом хорошо коррелируется с образованиями Центрально-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ, за исключением отсутствия в нем абсарокит-шошонитовой

формации позднего силура – раннего девона [6].

Главной шовной зоной, разграничивающей Тагильский и северное продолжение Магнитогорского террейнов на Среднем Урале, вероятно, следует считать Серовско-Маукский разлом. Данное разрывное нарушение входит в систему Главного Уральского разлома на Южном Урале до широты Уфимского выступа, и отделяется от него севернее этого района. На Среднем и в южной части Северного Урала, до погребения под сплошным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков, это разрывное нарушение маркируется почти сплошной цепочкой массивов серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. На Северном и Приполярном Урале Серовско-Маукский разлом перекрыт мощной толщей мезозойско-кайнозойских образований и недоступен для наблюдения. Можно предположить, что этот сместитель вновь входит в систему Главного Уральского разлома на широте Кожымского выступа, где Уральские структуры резко меняют простирание с субмеридионального на северо-восточное. В этом районе мы вновь, как и на Южном Урале, видим блоки эклогит-содержащих метаморфических комплексов (Неркаюсский) и далее на север – крупные мафит-ультрамафитовые массивы (Войкарский, Рай-Из, Сьум-Кеу). Учитывая вышеизложенное, можно сделать предположение, что на Полярном Урале к востоку от Главного Уральского разлома располагаются не комплексы северного продолжения Западно-Тагильской СФЗ Тагильской мегазоны, а другие террейны (Войкарский и Щучьинский), ряды формаций в которых заставляют искать аналогии скорее в блоках Восточно-Уральской мегазоны и отчасти – Центрально-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ Среднего Урала.

Карталинско-Челябинский разлом, имеющий западное падение и разделяющий Центральный и Восточный домены на Южном Урале (Восточно-Уральский и Зауральский домены по [9]), может быть прослежен на север, где он переходит в Бичурско-Копейскую систему разломов,

разделяющую вулканы Алапаевско-Каменской синформы и Красногвардейский метаморфический блок. На Полярном Урале данный разлом, вероятно, разделяет вулканы Гортского синклинория и Полуийский метаморфический террейн; его выход на поверхность предполагается восточнее района прохождения Полярноуральского трансекта. Данное разрывное нарушение имеет западное падение и пересекает всю земную кору, сопровождаясь мощной зоной бластомилонитов, фиксируемой сгущением отражающих площадок ОГТ. Можно предположить присутствие на Полярном Урале в данной шовной структуре тектонического клина метаморфизованных образований Ангальско-Березовской СФЗ.

Таким образом, в состав Центрального домена входят вулканические синформы (Войкарская и Гортская на Полярном, Тагильская и Алапаевско-Каменская на Среднем и Магнитогорская на Южном Урале), а также блоки с континентальным типом коры (Северо-Сосьвинский террейн на Полярном, Салдинско-Верхотурский, Мурзинско-Адуйский, Сысертско-Ильменогорский на Среднем, Суондук-Челябинский на Южном).

Кратко резюмируя черты сходства и различия центрального домена профиля Уралсейс и соответствующих ему фрагментов Средне-Уральского и Полярно-Уральского трансектов, можно отметить следующее:

- Общая структура этого фрагмента выглядит на всех профилях однотипно: синформа, ограниченная системами разломов со встречным падением (Магнитогорская на Южном, Тагильская на Среднем и Войкарская на Полярном Урале) граничит на востоке с блоком коры, предположительно континентального типа, фрагментарно перекрытого аллохтонами и прорванного пермскими гранитами. Главные структурные направления линеаментов, интерпретируемые по сейсмическим данным, имеют в пределах «микроконтинентов» западное падение.

- При внешнем морфологическом сходстве, Магнитогорская, Тагильская и Войкарская синформы имеют значительные различия в возрасте и составе слагающих их геологических формаций; разновозрастные образования формировались в разных палеообстановках.

- Строение восточных частей центрального домена на Среднем и Южном Урале также имеет значительные различия. На Южном Урале эта структура интерпретируется, как достаточно однородный архейско-протерозойский блок, перекрытый рифейско-вендским и палеозойским чехлом и гетерогенным аллохтонным комплексом, прорванный верхнепалеозойскими (пермскими) гранитами. На Среднем Урале в составе восточной части центрального домена можно выделить два различных структурно-вещественных комплекса: Салдинский коллаж пластин и Восточно-Уральский микроконтинент (террейн). Характерной особенностью Салдинского комплекса является девонско-каменноугольный возраст гранулит-амфиболитового метаморфизма и интрузивных образований, Восточно-Уральского – присутствие пермских и триасовых интрузий, пермский возраст последней стадии метаморфизма. Чесминско-Джабыкский автохтон Южного Урала по особенностям геологического строения сходен с Восточно-Уральским микроконтинентом Среднего Урала. Салдинский коллаж пластин, таким образом, является уникальным образованием, характерным только для Среднеуральского сегмента. Можно высказать предположение, что на Южном Урале блоки пород, аналогичных Салдинским, входят в состав фундамента Магнитогорской зоны, то есть в пределах Верхотурско-Исетской зоны Среднего Урала мы видим глубинные уровни Магнитогорской мегазоны Южного Урала. На Полярном Урале предполагается широкое распространение вулканических и плутонических раннепалеозойских (?) образований, входящих в состав аллохтона, перекрывающего значительную часть Северо-Сосьвинского метаморфического

террейна. По геофизическим данным, «корневая зона» этого аллохтона имеет западное падение и разделяет Северо-Сосьвинский и Полуийский террейны.

Восточный домен Южноуральского сегмента вдоль профиля Уралсейс описан в статье А.М. Косарева с соавторами [5]. На Южном Урале в его состав входят следующие зоны (с запада на восток): Варненско-Катенинская, Троицко-Джетыгаринская, Александровская, Октябрьско-Денисовская и небольшой фрагмент Валериановской. В сейсмической картине Восточного домена преобладают системы отражателей с западным падением. На поверхности упомянутые зоны представляют собой чередование сильно дислоцированных сложно построенных антиформных (Троицко-Джетыгаринская зона) и синформных структур, сложенных вендско(?)–каменноугольными вулканогенными и осадочными толщами с большим количеством интрузий и тектонических блоков гранитоидов, габбро и серпентинитов. В зонах Джетыгаринско-Троицкого и Денисовского разломов разделяющих упомянутые выше структуры, известны находки глаукофановых сланцев. Описывается широкое распространение разнообразных меланжевых комплексов. Учитывая приведенные данные, А.М. Косарев [5], В.Н. Пучков [7] и другие исследователи делают вывод о том, что в пределах восточного домена сохранились следы палеозоны субдукции, имевшей, по всей вероятности, западное падение. Время существования этой зоны является предметом дискуссий, В.Н. Пучков считает, что она была активна еще в раннем и окончательно замкнулась в среднем карбоне. К.С. Иванов [4] приводит доводы в пользу существования этой структуры и в пермское время. Учитывая наличие глаукофановых сланцев, можно рассматривать образования восточного домена, как фрагменты аккреционной призмы Восточно-Уральской палеозоны субдукции, имевшей западное падение. К сожалению, на Среднем, и тем более на Полярном Урале, структуры, продолжающие на север Восточный домен,

перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Можно предположить, что «корневая зона» Гортской синформы, пересеченная Полярноуральским трансектом, имеющая западное падение и прослеживающаяся через всю земную кору, является коллизионной сутурой, наследующей положение предполагаемой позднепалеозойской зоны субдукции

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №10 ОНЗ РАН

Литература

1. *Глубинное строение* и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.
2. *Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // *Литосфера*, 2005. №2. С. 68-96.
3. *Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Косарев А.М. и др.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (центральный домен) // *Глубинное строение и геодинамика Южного Урала* (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 154-164.
4. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс.... Д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
5. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (восточный домен) // *Глубинное строение и геодинамика Южного Урала* (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 165-171.
6. *Кузнецов Н.Б., Куликова К.В.* Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала // *Геодинамика магматизм, метаморфизм и рудообразование Сборник научных трудов*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 309-349.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

8. Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Разуваев В.И. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 148-154.
9. Савельев А.А., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Основные черты фанерозойской структуры профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 249-261.
10. Рыбалка А.В., Кашубина Т.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н. Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. Материалы Международного научно-практического семинара. Роснедра. ВСЕГЕИ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 186-191.
11. Шишкин М.А. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Воркута: ОАО Полярноуралгеология 1998. 168 с.
12. Rybalka, A., Petrov, G., Kashubina, T., Aniskin, A. Crustal structure along the Polar-Urals transect, Russia, based on multidisciplinary deep seismic and integrated studies // 14th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins: Abstracts. Geoscience Australia. 2010. P. 103.

ТЕРРЕЙНЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ УРАЛА**Петров Г.А.***ОАО УГЭСЭ, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
(Georg_Petrov@mail.ru)*

Уральский подвижный пояс, протяженностью более 2-х тысяч километров, располагается на границе эпипротерозойской Восточно-Европейской и эпипалеозойской Западно-Сибирской платформ. К востоку от комплексов окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, отделяясь от нее Главным Уральским разломом, располагается область распространения палеозойских (ордовикско-каменноугольных) вулканогенных, осадочных и интрузивных комплексов, традиционно относящихся к Тагило-Магнитогорской мегазоне. В составе Тагило-Магнитогорской мегазоны можно выделить 4 блока-террейна, имеющих существенные различия геологического строения и истории развития – Щучьинский, Войкарский, Тагильский и Магнитогорский.

Щучьинский террейн располагается на самом севере Уральского подвижного пояса. В основании разреза залегают дуниты и гарцбургиты, дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс массива Сыум-Кеу и метаморфизованные габбро малькско-харампэйского комплекса. В последнее время получены новые данные о возрасте пород метаморфизованной офиолитовой ассоциации [1]: Re-Os определения по платиноидам из русла р. Лонгот-Юган в районе массива Сыум-Кеу – 490 ± 14 , 460 ± 12 млн. лет, Sm-Nd изохроны по породообразующими минералам из гарцбургита – 523 ± 10 млн. лет, из габбро – 622 ± 89 млн. лет. А.А. Ефимов [6] указывает на присутствие в составе метагаббрового комплекса двух групп пород – высоко- и низкостронциевых, имеющих сходство, соответственно, с породами Платиноносного пояса Урала и с офиолитами. Выше залегают тектонические пластины метаморфизованных базальтов, риолитов и

кремнистых сланцев сядайской свиты, условно отнесенные к позднему ордовику, и перекрываемые андезибазальтами и кислыми вулканитами яляпэйской толщи раннего силура. Разрез наращивается, по М.А. Шишкину [17], вулканитами и известняками янганапэйской толщи позднего силура – раннего девона и энзорской толщи эйфеля - франа; данный автор считает, что упомянутые толщи представлены двумя типами разрезов – карбонатным и вулканогенным. Н.Б. Кузнецов и К.В. Куликова [8] обосновывают тектоническое совмещение одновозрастных вулканитов, слагающих аллохтонные пластины, и известняков, залегающих в параавтохтоне, и считают, что они формировались в различных обстановках. По мнению этих авторов, девонские вулканиты совместно с габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузиями образуют островодужную вулканоплутоническую ассоциацию, с которой связаны месторождения скарново-магнетитовых и золотых руд. Разрез завершается фаменской существенно терригенной тальбейской толщей с потоками андезибазальтов, и несколькими раннекаменноугольными терригенными и карбонатными толщами.

Южнее Щучьинского террейна, отделяясь от него крупным выступом допалеозойского фундамента (Харбейским метаморфическим комплексом), располагается **Войкарский** палеостроводужный террейн. В основании разреза, так же как и в Щучьинском террейне, залегают комплексы офиолитовой ассоциации – райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый и кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый, а также комплекс параллельных долеритовых даек [17, 18]. В последнее время получены

датировки пород офиолитовой ассоциации, выполненные современными изотопно-геохронологическими методами. Так, Г.Н. Савельевой с соавторами [4], U-Pb методом получен возраст 585 ± 6 млн. лет по цирконам из хромитов в ультрамафитах Войкаро-Сыньинского массива. Из ультраосновных пород этого же массива рений-осмиевым методом получен возраст 600 и 536 ± 17 млн. лет [2]. Е.В. Хаин с коллегами [21] U-Pb методом по цирконам установил возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива 490 ± 7 млн. лет. Эта цифра, по мнению Е.В. Хаина, отражает время завершения формирования офиолитовой ассоциации, поскольку плагиограниты прорывают раннюю серию долеритовых даек и, в свою очередь, пересекаются телами поздней долеритовой серии. Д.Н. Ремизовым по цирконам установлен возраст «поздних» габбро офиолитовой ассоциации – 447 ± 7 млн. лет [13]. Возраст метаморфизма офиолитовой ассоциации, определенный изохронным Sm-Nd методом, составляет 387 ± 34 млн. лет [20]. Составы и возраста вулканогенно-осадочных толщ, тектонически перекрывающих офиолиты, имеют достаточно существенные различия, что позволило М.А. Шишкину [17] выделить три района – Ханмейшорский, Усть-Конгорский и Таньюско-Тыкотловский. В основании стратифицируемого разреза повсеместно залегают базальты с редкими прослоями и линзами метаморфизованных песчаников, алевролитов, углеродисто-кремнистых сланцев, известняков, относимые к соколинской, усть-конгорской и войкарской свитам. Биостратиграфическим методом установлен вероятный интервал времени формирования для усть-конгорской свиты – средний–поздний ордовик [15]. Выше по разрезу для Ханмейшорского района описана ханмейшорская толща позднего ордовика – раннего силура, представленная полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов, на которой залегает силурийская тоупугольская толща,

сложенная базальтами и андезибазальтами, их туфами, песчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками. В Усть-Конгорском и Таньюско-Тыкотловском районах верхней части тоупугольской толщи соответствует малоуральская свита позднего силура – раннего девона, в состав которой входят туфы базальтов и андезибазальтов с редкими прослоями базальтов, андезибазальтов, дацитов, прослои туфопесчаников, туффитов с линзами рифогенных известняков. В Ханмейшорском и Таньюско-Тыкотловском районах известна кевсоимская толща позднего силура – раннего девона, представленная трахитами, трахиандезитами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Палеозойский разрез завершается терригенно-карбонатными тоупуголегардской толщей и варчатинской свитой эмса (прагиена?) – эйфеля.

Наиболее протяженный **Тагильский** террейн слагается двумя типами разрезов, отнесенных к Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационным зонам. В основании разрезов залегают дунит-гарцбургитовые и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые комплексы (салатимский, серовский, устейский), для части которых в последнее время получены вендские датировки [3]. Так например, время гомогенизации Sm-Nd изотопной системы габбро устейского комплекса составляет 540 ± 26 и 566 ± 27 млн. лет. В западной части Тагильского террейна, в пределах массивов Платиноносного пояса Урала, известны дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии и оливиновые габбро с Sm-Nd изохронными датировками 551 ± 32 млн. лет [12], 561 ± 27 , 550 ± 25 и 542 ± 25 млн. лет [10]. В обрамлении дунит-клинопироксенит-габбровых массивов нами был исследован тектонический блок метаморфических пород (белогорский метаморфический комплекс), Sm-Nd изотопная система в которых была гомогенизирована 573 ± 46 и 574 ± 54 млн. лет назад [10]. Перечисленные изотопно-геохронологические данные указывают на наличие блоков

допалеозойских ультрамафит-мафитовых и метаморфических комплексов в фундаменте Тагильской палеоостроводужной системы.

В основании палеозойского разреза картируется комплекс параллельных долеритовых даек со скринами офиолитовых габбро, перекрываемый геохимически сходными с ними базальтами позднего ордовика, относимыми к мариинской, шемурской (кабанской) и красноуральской свитам [14]; в верхах разрезов свит, относящихся к позднему ордовику – раннему силуру, появляются риолиты и дациты. Выше залегают силурийские базальт-андезит-дацитовая павдинская и андезибазальтовая именновская свиты, перекрываемые трахибазальт-трахитовой туринской (сосьвинской) свитой, завершающей эволюцию Тагильской палеоостроводужной дуги. Некоторые различия фациального состава разрезов фиксируются в разных частях Тагильского террейна начиная с раннесилурийского возраста, в частности, в составе западных разрезов павдинской свиты преобладают флишеподобные тефроидные и туфовые отложения, восточнее сменяемые туфовыми и туфолововыми разрезами; в венлокское время в центральной части Тагильского террейна появляются рифовые массивы. Позднее, в девоне, дифференциация разрезов становится еще более отчетливой. В западной части структуры накапливались, преимущественно, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, тогда как в восточном ее борту формировались вулканы базальт-андезитовой и базальт-андезит-дацитовой формаций, геохимически сходные с породами активных континентальных окраин и развитых островных дуг [19]. В последнее время появились данные о наличии между блоками мелководных шельфовых осадков и островодужных вулканитов реликтов шовной зоны с пластинами раннедевонских (эмских) офиолитокластитов и кремнистых сланцев [9]. Эти данные позволяют предполагать, что в составе Тагильского террейна вероятно тектонически объединены фрагменты двух девонских

палеоструктур – невулканической дуги (потухшей позднеордовикско-раннедевонской Тагильской островной дуги) и новообразованной активной барьерной островной дуги. Разделявший их морской бассейн, по-видимому, был уничтожен палеозоной субдукции; фрагменты комплексов этого палеобассейна на Среднем Урале прослеживаются в зоне Серовско-Маукского разлома, а на Северном Урале – западнее этого шва. Завершение островодужного магматизма, по-видимому произошло в франском веке. Фаменские и раннекаменноугольные терригенные толщи содержат потоки и силлы базальтов, возможно связанных с задуговым трансформным режимом.

Магнитогорский террейн, вулканогенные, осадочные и интрузивные образования которого характеризуются исключительным многообразием обстановок формирования [5, 7], представляет собой южный фрагмент Тагило-Магнитогорской мегазоны. Существует большое количество авторских схем районирования и стратиграфии этой структуры, одно из последних обобщений которых было выполнено А.В. Ждановым [7]. В пределах Магнитогорской структуры, так же как и в Тагильской, выделяются две структурно-формационные зоны – Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. В.Н. Пучков [16] полагает, что эти зоны соответствуют фрагментам двух островных дуг – более древней Западно-Магнитогорской и молодой Восточно-Магнитогорской, сформировавшихся над зоной субдукции с восточным падением. В составе структурно-формационных зон выделяется большое количество районов, в пределах которых выделяются локально распространенные свиты, толщи и комплексы [7]. В истории Магнитогорской структуры выделяются три крупных этапа проявления вулканизма – ордовикско-раннедевонский, девонский и каменноугольный. Первый этап представлен, главным образом, базальтами, ассоциирующими с глубоководными осадками; особенности их геохимии свидетельствуют о формировании их в

обстановках, близких к океаническим бассейнам [16]. Западнее Магнитогорской мегазоны, в пределах Сакмарской зоны, реставрируются все стадии перехода от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу и формированию позднеордовикско-раннесилурийской колчеданосной базальт-риолитовой формации [5, 16]. Последняя трактуется некоторыми исследователями как островодужная [11], другими – как рифтогенная [16]. Не исключается также формирование ее, так же как и девонской баймак-бурибайской свиты, в условиях надсубдукционного преддугового центра растяжения [5]. В эмском веке происходит заложение палеозоны субдукции и островной дуги, предваряемое и сопровождаемое формированием умеренно-щелочных вулканитов чанчарского и мостостроевского комплексов и контрастно-дифференцированной риолит-базальтовой формации (колчеданосной баймак-бурибайской свиты). Собственно островодужный разрез начинается с андезит-базальтовой ирендыкской свиты позднего эмса – раннего эйфеля. Вышележащие эмско-франские вулканиты и осадочные толщи формировались в пределах островной дуги и внутридуговых рифтовых зон, а также преддуговых и задуговых бассейнов. В фаменско-ранневизейское время происходит накопление полимиктовой флишоидной зилаирской свиты, маркирующей аккрецию Западно-Магнитогорской дуги к окраине Восточно-Европейского палеоматерика; в нижнем и среднем карбоне формировались мелководно-морские существенно карбонатные толщи. В Восточно-Магнитогорской зоне последовательность вулканических формаций в эйфеле – фране в общем соответствует таковой на западе Магнитогорского террейна, но в фаменско-раннекаменноугольное время она существенно отличается. В.Н. Пучков [16] предполагает перескок палеозоны субдукции на восток на рубеже франы и фамена, и формирование фаменско-раннетурнейской островной дуги. Визейские и серпуховские вулканиты

имеют смешанные геохимические параметры рифтовых и островодужных магматитов и, вероятно, формировались в тыловой трансформной зоне активной континентальной окраины.

Сравнивая приведенные выше схематизированные данные о возрасте и составе пород террейнов Тагило-Магнитогорской мегазоны, можно отметить следующее:

1. В фундаменте всех рассмотренных структур, за исключением Магнитогорской, установлены допалеозойские метаморфические и плутонические комплексы (метавулканитовые, дунит-гарцбургитовые, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые, реже метатерригенные), что, кроме изотопно-геохронологических определений, подкрепляется анализом геологических, геохимических и геофизических данных [14].

2. Вулканогенные образования формировались в пределах палеообстановок: океанического и предостроводужного спрединга, островодужной, и тыловой трансформной зоны активной окраины. Ордовикские океанические или близкие к ним вулканические серии присутствуют во всех структурах, в Магнитогорской мегазоне предостроводужный режим просуществовал до второй половины эмского яруса девона. Островодужные серии образуют три ритма, соответствующих эволюции магматических очагов, связанных с зонами субдукции – силурийско-раннедевонский, девонский (эмско-франский) и позднедевонский (фаменско-раннетурнейский).

Раннекаменноугольные вулканиты вероятно связаны с тыловой зоной растяжения активной окраины [16]. Со среднего карбона начинается формирование молассовых толщ Уральского орогена.

3. В состав террейнов Тагило-Магнитогорской мегазоны входят разные фрагменты этой, по-видимому некогда обширной океанической структуры. Например, Войкарский террейн представляет собой фрагмент девонского островодужного вулканоплутонического

пояса на раннепалеозойском и допалеозойском (?) островодужном основании. В расположенном южнее Тагильском террейне подобное строение имеет Восточно-Тагильская СФЗ, есть блоки со сходным строением и в составе Восточно-Уральской мегазоны (например, Петрокаменский). Западно-Тагильская СФЗ включает ряд формаций позднеордовикско-раннедевонской островодужной системы, имеющей допалеозойский фундамент. Девонская Магнитогорская островодужная система (или системы) Южного Урала развивались на палеозойском океаническом основании, что обусловило ее значительное сходство с современными энсиматическими островными дугами и наличие крупных медноколчеданных месторождений. Севернее девонская палеодуга развивалась на фрагментах микроконтинентов и раннепалеозойских островодужных образованиях. Большая мощность и жесткость земной коры в этих районах привели к ограниченности развития месторождений, связанных со спрединговыми центрами (например колчеданных) и более широком распространении вулканно-плутонических рудообразующих систем (скарново-магнетитовых, медно-скарновых, медно-порфировых т.д.).

Работа выполнена при частичной поддержке Программы ОНЗ РАН №10.

Литература

1. *Андреев В.Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопронт: 2004. 44 с.
2. *Батанова В.Г., Брюгманн Г.Е., Савельева Г.Н. и др.* Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов, на примере офиолитовых комплексов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т.1. С. 77-80.
3. *Вендский и силурийский* этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала / Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. // Докл. РАН, 2010, т. 432, №2. С. 220-226.
4. *Возраст циркона* из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии / Савельева Г.Н., Сулов П.В., Ларионов А.В., Бережная Н.Г. // Доклады АН. 2006. Т. 411. №3. С. 384-389.
5. *Вулканизм Южного Урала* / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. М.: Наука, 1992. 197 с.
6. *Ефимов А.А., Потанова Т.А.* Высокбарические метагабброидные комплексы в офиолитах Полярного Урала: метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палеозойской субдукции // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН 2000. С. 233 – 268.
7. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты 1000/3 (актуализированная версия). СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
8. *Кузнецов Н.Б., Куликова К.В.* Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала // Геодинамика магматизм, метаморфизм и рудообразование Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 309-349.
9. *Новые данные о возрасте и условиях формирования обломочных серпентинитов на восточном склоне Среднего Урала* / Петров Г.А., Наседкина В.А., Амон Э.О., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. // Докл. РАН, 2009, т. 427, №5. С. 659-663.
10. *Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеостроводужной системы* / Г.А. Петров, Ю. Л. Ронкин, В. И. Маегов, Н. И. Тристан, А. В. Маслов, Е. В. Пушкарев, О. П. Лепихина // Доклады РАН, 2010. Т. 432, № 4. С. 499-505.
11. *Общая структура* Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений / Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. // Труды Геологического института. Вып. 561. Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84 – 134.
12. *Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады РАН, 2006. Т. 409, № 1. С. 104-109.

13. *Последовательность формирования ассоциаций пород мафит-ультрамафитового пояса Полярного Урала* / А.А. Федотова Е.В., Хаин, Д.Н. Ремизов, Г.Е. Некрасов, А.А. Разумовский // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т.2. С. 223-226.
14. *Предостроводужные палеоспрединовые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал)* / Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2008. №3. С. 35-42.
15. *Прямоносов А.П., Бороздина Г.Н.* Первые находки конодонтов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006. № 3 (51). С. 49 – 51.
16. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
17. *Шишкин М.А.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Воркута: ОАО Полярноуралгеология 1998. 168 с.
18. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
19. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника 1993. № 4. С. 56 – 65.
20. *High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks* / Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Lazko, E.E. // Earth Planet. Sci. Lett., 1995. Vol. 135. P. 101-114.
21. *U-Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)* / Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.П., Федотова А.А., Ковач В.П., Яковлева С.З., Ремизов Д.Н., Шефер Ф. // Доклады АН. 2008. Т. 419. №4. С. 524 - 529.

ОСОБЕННОСТИ ВНЕОСЕВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ

Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(petrifico@gmail.com)*

Введение

Характер рельефа океанического дна, в пределах рифтовой долины зависит от множества взаимосвязанных факторов. Ключевым параметром, характеризующим процесс спрединга, является его скорость. Именно она определяет термодинамический режим литосферы рифтовой зоны, ее толщину, эффективную прочность, а также генеральную морфологию рельефа дна [3].

Структура океанической коры, образованной на оси хребта, зависит от взаимодействия магматических и тектонических процессов. Связь между тектоникой и магматизмом при образовании морфологии хребтов отражается в ряде моделей, которые предполагают зависимость этих процессов от скорости спрединга.

В первую очередь, интенсивность сбросообразования в процессе спрединга, возрастает при уменьшении скорости спрединга. Вместе с тем, в зависимости от скорости спрединга изменяется характер сбросообразования. Это связано с изменениями механической прочности литосферы, вызванной различием термического состояния между хребтами с быстрым и медленным спредингом.

На данный момент проблема морфологии и образования внеосевого рельефа активно разрабатывается. Множество исследований фокусируются на статистических характеристиках формы и распределения абиссальных холмов, но не менее важным остается вопрос условий их образования при различных параметрах процесса спрединга.

Чтобы понять взаимосвязь глубинного строения коры океанических хребтов с внеосевой морфологией используется два метода: численное (математическое) моделирование, для выявления влияния

параметров спрединга на морфологию хребтов и экспериментальное моделирование, для исследования закономерностей структурообразования и эволюции рельефа в различных геодинамических условиях спрединга.

Термическое состояние осевой зоны СОХ (по результатам численного моделирования)

Численное моделирование позволяет выявить параметры процесса спрединга, влияющие на характеристики внутреннего строения литосферы, что отражается на характере деформации в рифтовой зоне.

Скорость спрединга и прогретость мантии контролируют процесс зарождения и существования осевой магматической камеры (ОМК). В случае медленного спрединга, когда скорость растяжения не превышает 4см/год ОМК, как правило, отсутствует. Увеличение скорости более 4см/год приводит к началу формирования в коре устойчивой магматической камеры, поднятию кровли, увеличению ее размеров и степени плавления в ней [1].

Наличие или отсутствие магматической камеры предопределяет толщину хрупкого слоя литосферы в осевой зоне. В то же время, толщина коры может служить индикатором интенсивности магмоснабжения, которое оказывает влияние на распределение магматических очагов.

Хотя величина магмаснабжения имеет, в общем, прямую зависимость от скорости спрединга, детальные батиметрические исследования показывают значительные морфологические различия в пределах отдельных сегментов хребтов, а также в пределах сегментов, с примерно равными скоростями спрединга. Несмотря на это, при прочих равных условиях, величина смещения вдоль сбросов и, таким образом,

строение тектонического рельефа должны быть связаны со скоростью, с которой литосфера перемещается через зону деформаций внутри рифта. Очень медленные спрединговые хребты, таким образом, должны иметь более высокоамплитудный рельеф, большие величины прогиба и обратного уклона, тогда как при увеличении скорости спрединга происходит сглаживание рельефа и уменьшение значений всех этих параметров.

Как было показано в работе [1] различия в глубине и размерах ОМК для хребтов с быстрыми и медленными скоростями раздвижения, обуславливают и различие в механизмах аккреции коры и её строении.

В условиях быстрых скоростей раздвижения ($V > 8$ см/год), кровля осевой магматической камеры обычно располагается на глубинах от 1 до 2,5 км. Такие хребты обладают высоким магматическим бюджетом за счет существования стационарной коровой камеры. Океаническая кора, формирующаяся в таких условиях, имеет упорядоченное слоистое строение.

На медленно спрединговых хребтах формируются области сфокусированного мантийного апвеллинга и локальные коротко живущие коровые магматические очаги [1]. При этом строение коры носит хаотичный характер, за исключением участков, с повышенными значениями температуры мантии, таких как горячие точки.

Термическая структура литосферы и распределение магматических очагов также определяют толщину и механическую прочность осевой и внеосевой литосферы, характер ее разрушения и особенности формирования рельефа. В зависимости от прогертости литосферы на оси существует сильное различие в ее прочностных характеристиках, однако по мере удаления от оси и остывания литосферы эти различия исчезают и кривая прочности имеет сходный характер.

Экспериментальное моделирование структурообразования в спрединговых хребтах

Физическое моделирование спрединга океанического дна [5, 9] как и в природе, приводит к формированию регулярного рельефа дна, выраженного в периодической последовательности валообразных поднятий (абиссальных холмов), разделенных соответствующими депрессиями. Такая последовательность рельефа является следствием неустойчивых термомеханических процессов в осевой зоне спрединга, приводящих к периодическому разрыву литосферы в осевой зоне. При этом получается такая же зависимость параметров рельефа от скорости растяжения, что и в реальных условиях.

Морфологическая выраженность, морфометрические характеристики, а также глубинное строение литосферы структур различных масштабных уровней зависят от скорости спрединга и температуры мантии. В то же время для образования различных структур и их последующей эволюции важным фактором является механическое разрушение хрупких слоев литосферы в осевой рифтовой зоне, при котором происходит образование трещин [2].

В процессе развития рельефа рифтовой зоны, во время механического разрушения хрупкого слоя океанической коры, закладываются генеральные черты геометрии трещин и формируются основные морфоструктурные неоднородности, создающие естественную разномасштабную сегментацию рифтовой зоны.

На первоначальную сегментацию оказывают влияние толщина хрупкого слоя, ширина утоненной и ослабленной в результате растяжения и прогрева рифтовой зоны, области локализации деформаций, а также угол наклона ослабленной зоны к направлению растяжения. При моделировании ортогонального и наклонного спрединга, можно отметить, что в обоих случаях продвижение рифтовой трещины имеет общие закономерности. Рассматривая закономерности структурообразования при

первоначальном разрушении хрупкого слоя, необходимо выделить несколько наиболее важных аспектов: 1) зоны микротрещин, предшествующие образованию осевой трещины, всегда закладываются в соответствии с генеральным направлением рифтовой зоны; 2) макротрещины закладываются практически перпендикулярно направлению растяжения, создавая крупные и мелкие смещения или перекрытия; 3) в условиях косоугольного спрединга, характерной чертой являются эшелонные перекрывающиеся или частично перекрывающиеся трещины, расположенные перпендикулярно или под некоторым углом к направлению растяжения; 4) длина сегментов, образующихся при проградации оси спрединга, зависит от скорости спрединга; 5) образующиеся при растяжении структуры в значительной степени зависят от толщины слоя и ширины зоны локализации деформации.

Скорость растяжения слоя в экспериментах мало влияет на закономерности структурообразования при продвижении трещин. Изменение скорости растяжения слоя в интервале от $3,75 \cdot 10^{-5}$ м/с до $0,5 \cdot 10^{-5}$ м/с, приводило к одному результату – образованию перекрытых или неперекрываемых систем трещин.

Изменение рельефа вдоль оси

В процессе своего развития форма и размеры осевой долины непрерывно меняются в результате асимметричного спрединга и локальных перескоков оси. Величина перескоков, размер долины и амплитуда рельефа зависят от толщины и прочности литосферы в осевой зоне, которые являются функцией скорости спрединга и температурного режима мантии.

Первоначальная сегментация также накладывает свой отпечаток на последующее поведение оси. На соседних сегментах перескоки могут происходить в одном или разных направлениях. Наибольшей нестабильностью обладают оси медленно спрединговых хребтов, из-за неустойчивости подводящего канала, более

длительного перерыва между внедрениями расплава и большей вероятности прорыва магмы в другом месте.

Эволюция крупных нетрансформных смещений и перекрытий осей спрединга может привести как к превращению их в структуры более крупных масштабов, таких как трансформные разломы, так и к их полному исчезновению. При быстром спрединге, в условиях более прогретой и менее прочной литосферы, наращивание коры будет более симметричным, что будет отражаться на стабильности и линейности оси.

Толщина хрупкого слоя оказывает влияние на глубину и контрастность рельефа рифтовой зоны. С уменьшением скорости спрединга, толщина хрупкого слоя увеличивается, вместе с тем, происходит увеличение ширины зоны деформации и уменьшение эффективной вязкости пластичного слоя. Это приводит к локализации деформации вдоль нескольких сбросов с большой амплитудой смещением, формирующих глубокий узкий грабен.

Модель сфокусированного мантийного апвеллинга позволяет предположить, что более интенсивный магматизм в центральных частях сегментов, а вместе с тем и более горячая верхняя мантия, более тонкая слабая литосфера, создает условия для формирования близкорасположенных сбросов малой амплитуды. В то время как на концах сегментов, где ось рифта смещается и контактирует с более холодной литосферой трансформных или нетрансформных разломов, происходит изменение термического режима в результате сокращения притока расплава. Более толстая и прочная литосфера, приводит к образованию высокоамплитудных сбросов, расположенных на значительном расстоянии друг от друга.

Тектоническое взаимодействие рифтовой оси и смещения наиболее отчетливо выражается в контрасте между приподнятой корой внутренних углов зон трансформных разломов и погружающейся корой сопряженных внешних углов.

Одним из возможных объяснений изменения типа сбросообразования вдоль

оси может быть то, что в определенные времена накопление напряжений в литосфере усиливается по направлению к окончаниям сегментов. Подобный вдольосевой градиент напряжения может быть достигнут, если напряжение предпочтительно реализуется около центра сегментов из-за большего магматического расширения в этих областях, в то время как на окончаниях сегментов оно продолжает накапливаться.

Другим возможным объяснением является присутствие в составе коры медленно спрединговых хребтов серпентинитов, которые особенно распространены вблизи поперечных смещений оси. В результате серпентинизации прочность литосферы в этих местах существенно уменьшается [4]. Возрастающая из-за серпентинизации локализация напряжения приводит к большой амплитуде сбросов и к более малым углам падения на широко расположенных сбросах. Также в результате процесса серпентинизации пород может происходить инверсия плотности и увеличение объема пород, что может привести к всплыванию и возвышению рельефа на концах сегментов.

Изменение рельефа в пределах рифтовой долины

Исходя из того, что структуры внеосевого рельефа формируются на оси, вклад первоначальной сегментации в его развитие является неоспоримым. При этом, важное значение имеет дальнейшее развитие зон смещений или перекрытий осей спрединга. В свою очередь, этот процесс контролируется поведением оси, в частности, частотой и направлением перескоков.

Структуры образованные непосредственно на оси претерпевают изменения по мере удаления от центра спрединга. Этому способствует ряд факторов, которые действуют за пределами неовулканической зоны.

Нарращивание мощности литосферы с удалением от оси хребта сопровождается существенным изменением термического режима, который сказывается на

прочностных характеристиках, толщине литосферы, степени плавления астеносферы и глубине океанического дна. Это приводит к изменению поля напряжений и, соответственно, типа сбросообразования.

Как правило, сбросы в пределах рифтовой зоны преимущественно обращены внутрь рифтовой долины. Направление сбросов, вероятно, контролируется сильным температурным градиентом около оси хребта в поле напряжений растяжения, создающим предпочтительное направление для развития сбросов. По мере удаления от оси спрединга рельеф рифтовой долины с односторонним падением стенок переходит в рифтовые горы, с характерным рельефом гряд и долин.

Согласно [8], такие трансформации могут быть достигнуты тремя путями: 1) – блоки коры вращаются, когда проходят через рифтовые горы, так что склоны стенок долины поворачиваются примерно до горизонтального положения; 2) - рельеф рифтовой долины уничтожается благодаря обратному сбросообразованию на уже существующих сбросах; 3) – рельеф меняется благодаря образованию новых обратных сбросов.

Результаты глубоководных исследований показывают, что для разных СОХ определяющим служат разные факторы. Так, для Юго-Восточного Индийского хребта на $27^{\circ}40'$ ю.ш. наблюдаются как наклонность, так и образование обратных сбросов, которые имеют значительные смещения и появляются только в 16-18 км от оси. Здесь, ответственными за изменение рельефа при переходе от рифтовой долины к рифтовым горам, считаются обратные сбросы [6].

Исследования [7], простирались на 30км по обе стороны от рифтовой оси Срединно-Атлантического хребта и захватывали переход к рифтовым горам. Интерпретация данных показала, что направленные наружу сбросы имеют незначительные амплитуды и практически не выделяются. Таким образом, обратное сбросообразование не является главным фактором формирования рельефа в этой

зоне. Предполагается, что трансформация рельефа рифтовой долины в рифтовые горы происходит путем вращения блоков коры, благодаря которому, склоны приобретают двустороннее падение.

Как отмечалось, процесс серпентинизации, проявляющийся по мере удаления от оси, также вносит свой вклад в формирование рельефа.

Таким образом, преобразование рельефа в процессе его эволюции от рифтовой долины к рифтовым горам, по всей видимости, контролируется не только изменением поля напряжения, но и зависит от первоначальных параметров процесса спрединга.

Заключение

В результате анализа результатов физического и математического моделирования выявлены основные факторы, действующие на формирование осевого и внеосевого рельефа, как вдоль так и вкрест простирания оси хребта. В первую группу входят факторы, действующие в пределах рифтовой долины и на оси спрединга: наличие или отсутствие ОМК, определяющей толщину и прочность литосферы на оси, первоначальная сегментация рифтовой трещины, нестабильность оси (перескоки), развитие нетрансформных смещений и трансформных разломов и изменение длины сегментов. Ко второй группе относятся те факторы, которые действуют при переходе от рифтовой долины к рифтовым горам: увеличение мощности и возраста литосферы, изменение поля напряжений и серпентинизация. Совокупность этих факторов, проявленных в той или иной степени, создает характерный рельеф океанического дна.

Литература

1. Ю.И. Галушкин, Е.П. Дубинин, А.А. Свеишников. Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов. Физика Земли, 2007, №2, с. 33-50
2. А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Геотектоника 2006, №1, с. 76-94
3. Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков. Океанический рифтогенез М.: ГЕОС, 2001. 293 с
4. Escartin J., Hirth G., Evans B. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges.// Earth Planet. Sci. Lett. 151: 181–189. 1997
5. Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading.// J. Geophys. Res. 1994 Vol. 99. P. 9137-9153
6. Sauter D., Whitechurch H., Munschy M., Humler E., Periodicity in the accretion process on the Southeast Indian Ridge at 27°40'S. Tectonophysics, 195. 47-64. 1991
7. Show P.R., Lin J. Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge.// J. Geophys. Res. 1993 Vol. 98. No B12. P. 21839–21851
8. Macdonald K.C., Atwater T.M. Evolution of rifted ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 39: 319-327. 1978
9. Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophys. 1991. Vol. 199. P. 193–210.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА С СИБИРСКИМ ШЕЛЬФОМ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Пискарев А.Л.^а, Павлов С.П.^б, Поселов В.А.^а, Буценко В.В.^а

^а ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия (apiskarev@gmail.com)

^б Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия

Работа по составлению объемной сейсмо-гравитационной модели хребта Ломоносова проведена в рамках геолого-геофизических исследований по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) Российской Федерации. Изучена зона сочленения хребта Ломоносова с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Трехмерная гравитационная модель земной коры Сибирского сегмента хребта Ломоносова построена на основе данных профиля ГСЗ Арктика-2007 протяженностью более 600 км и сейсмических данных ГСЗ и МОВ ОГТ, полученных в этом регионе МАГЭ и другими организациями.

Обзорная схема расположения профиля ГСЗ Арктика-2007 и профилей, использованных при расчете 3D-модели, представлена на рис. 1.

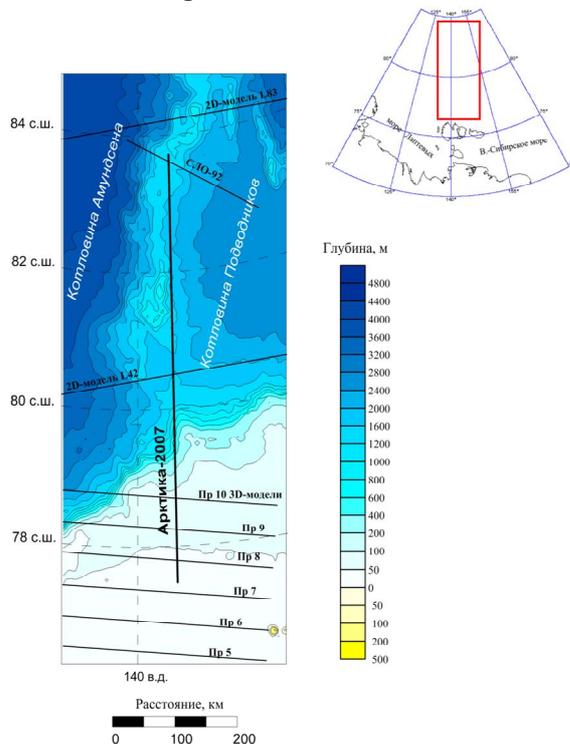


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ Арктика-2007 и профилей, использованных при составлении 3D-модели.

При построении модели использованы данные ГСЗ и МОВ, полученные в 1989-1992 годах при работах на Полярном геотрансекте, расположенном к востоку от нашего региона. Геотрансект протягивается от шельфа вблизи о-вов Де-Лонга через котловины Подводников и Макарова к хребту Ломоносова в окрестностях Северного полюса. Модель опирается и на данные ГСЗ по профилю СЛО-92 через хребет Ломоносова, выполненному ПМГРЭ в 1992 году. Разрез по профилю L83 был построен ранее с опорой на сейсмические данные в точке пересечения Полярного геотрансекта. Максимальная мощность осадочного чехла в зоне перехода от котловины Амундсена к хребту Ломоносова составляет по различным данным от 1,5 до 2-2,5 км [3, 5]. В земной коре восточных отрогов хребта Ломоносова вдоль профиля L83 положительными гравитационными аномалиями (рис. 2) фиксируется область, в которой верхняя кора, по-видимому, обогащена внедренными магматическими породами основного состава.

Разрез по профилю L42 опирается на сейсмические данные при пересечении Полярного геотрансекта и разнородные сейсмические данные вблизи южной оконечности хребта Ломоносова.

В южной части площади трехмерного моделирования использованы данные работ МАГЭ, а также данные сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, полученные в центральной и восточной частях моря Лаптевых в середине 90-х годов на протяжении трех полевых сезонов совместными германо-российскими экспедициями. Профиля 5-10 (рис. 1) представляют ряд сечений трехмерной модели земной коры моря Лаптевых, рассчитанной и построенной после проведения этих работ [2].

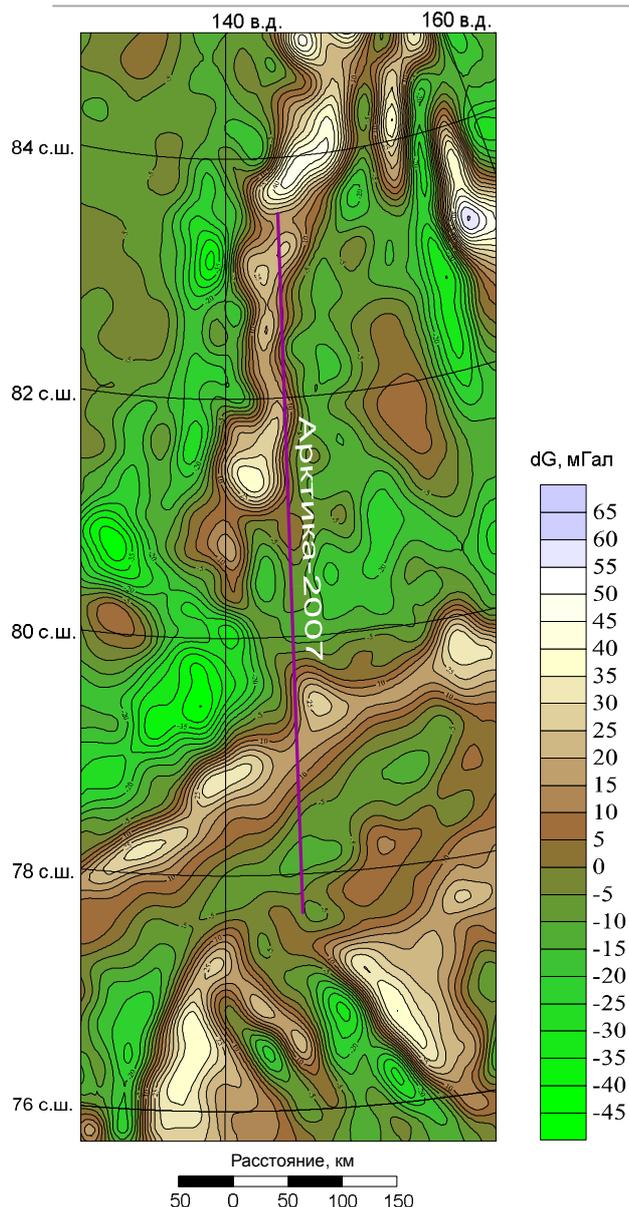


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести (редукция Фая) изучаемой области.

Анализ дизъюнктивной тектоники и районирование фундамента региона выполнено с использованием карт аномалий потенциальных полей и батиметрических данных. Данные об аномалиях силы тяжести и магнитных аномалиях исследуемой области получены из актуализированных баз данных ВНИИОкеангеология.

Построение 3D модели хребта Ломоносова произведено с использованием оригинальной программы решения обратной задачи гравиразведки и магниторазведки на основе сеточной аппроксимации [6]. Программа позволяет производить подбор плотностей и

намагниченностей тел в заданных пределах изменений, при закрепленной геометрии разреза и всего нижнего полупространства. При этом максимально используются сейсмические и петрофизические данные, а также информация о структуре магнитоактивного слоя и плотностной структуре земной коры.

Модель охватывает площадь 360*950 км. Исходная гравиметрическая информация в виде аномалий Фая вводилась в виде грида с ячейкой 10*10 км. Расчеты производились вдоль секущих модель субмеридиональных линий, отстоящих друг от друга на 30 км. Центральная из этих линий расположена вдоль профиля Арктика-2007, и информация о сейсмических границах перенесена на эту линию прямо из данных интерпретации сейсмических материалов. Подбор плотностей и корректировка плотностных границ произведены до сходимости наблюдаемых и расчетных аномалий силы тяжести в 2-3 мГал. Сечение результирующей плотностной модели земной коры по центральному профилю представлено на рис. 3. При этом сейсмические границы на профиле Арктика-2007 показаны на рисунке пунктиром.

На всем протяжении приведенного разреза, вплоть до ПК 900, разрез земной коры шельфовой области и хребта Ломоносова не претерпевает качественных изменений. Мощность земной коры плавно изменяется от примерно 27 км на шельфе до 20-22 км на всем изученном протяжении хребта. Выше поверхности Мохоровичича выделяется внутрикоровая поверхность раздела. Скорости продольных волн ниже и выше этой границы (НК – нижняя кора и ВК – верхняя кора на рис. 3) составляют, соответственно, 6,7-6,9 и 6-6,4 км/с, а подобранные плотности 2,9 и 2,67-2,71 г/см³. Выше залегают, по-видимому, складчатые толщи мезозойского возраста, образующие акустический фундамент (АФ). Скорость продольных волн этих толщ изменяется в диапазоне 4,4-5,2 км/с, а подобранная плотность составляет 2,55 г/см³.

Осадочная толща в соответствии с уточненными после проведения на хребте обобщенными сейсмическими данными,

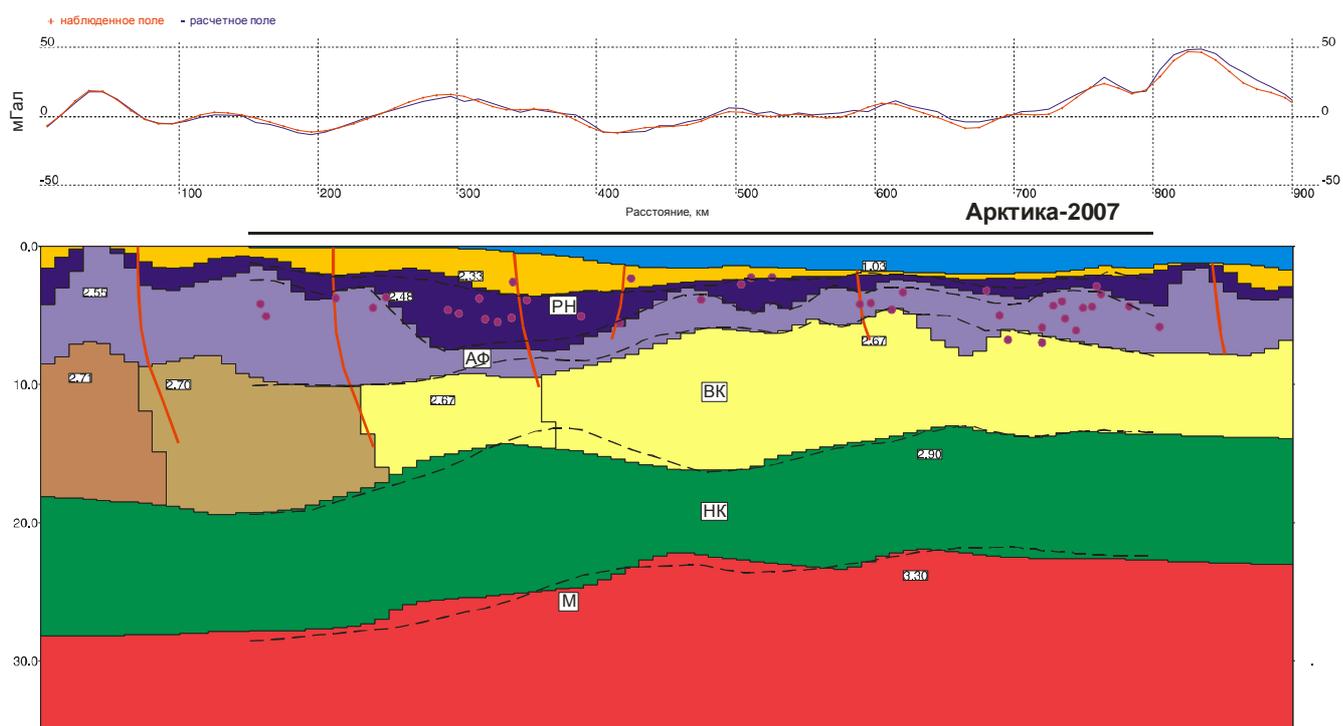


Рис. 3. Разрез 3D модели земной коры вдоль профиля ГСЗ Арктика-2007.

Ломоносова буровых работ [4], разделена на две толщи [1]. Для нижней толщи, предположительно поздне мелового - олигоценного возраста, характерны скорости продольных волн в диапазоне 3,2-4,6 км/с, а расчетная средняя плотность этой толщи составляет 2,47 г/см³. Верхняя толща залегает на нижней с региональным несогласием (РН), и ее возраст принимается как неоген-четвертичный. Скорость продольных волн в верхней толще изменяется в диапазоне 1,7-2,4 км/с, а расчетная средняя плотность составляет 2,33 г/см³. Осадочные толщи, так же как и толща акустического фундамента, протягиваются через весь изученный сегмент хребта Ломоносова. Максимальная мощность осадков вблизи бровки шельфа составляет более 7 км.

Карта мощности осадочного чехла хребта Ломоносова и прилегающего Сибирского шельфа (рис. 4), построена по результатам моделирования. Мощная толща осадочных пород, показанная на карте, вытянута вдоль континентального склона. Общая мощность пород этой толщи

несколько увеличивается в северо-восточном направлении, достигая 9 км, а возраст слагающих толщу пород, как мы писали выше, вероятнее всего, поздне меловой - третичный.

К толщам осадочных пород, залегающим под континентальными склонами, приурочено открытие в последние десятилетия большинства крупных нефтяных месторождений (Западная Африка, Бразилия, Мексиканский залив). Поэтому перспективы нефтегазоносности описываемого нами осадочного бассейна следует оценивать весьма высоко. Плотность запасов УВ (преимущественно нефтяного) сырья в бассейнах Кабинда и Кампос, которые могут рассматриваться как аналоги вследствие близости возраста и характера залегания осадочных толщ, превышает 20 тыс. тонн на кв. км. Площадь рассматриваемого осадочного бассейна только в пределах показанной на рис. 4 области моделирования превышает 90 тыс. кв. км. Следовательно, ресурсы осадочного бассейна в зоне сочленения хребта

Ломоносова с Сибирским шельфом можно оценивать величиной не менее 2 млрд. тонн нефтяного эквивалента.

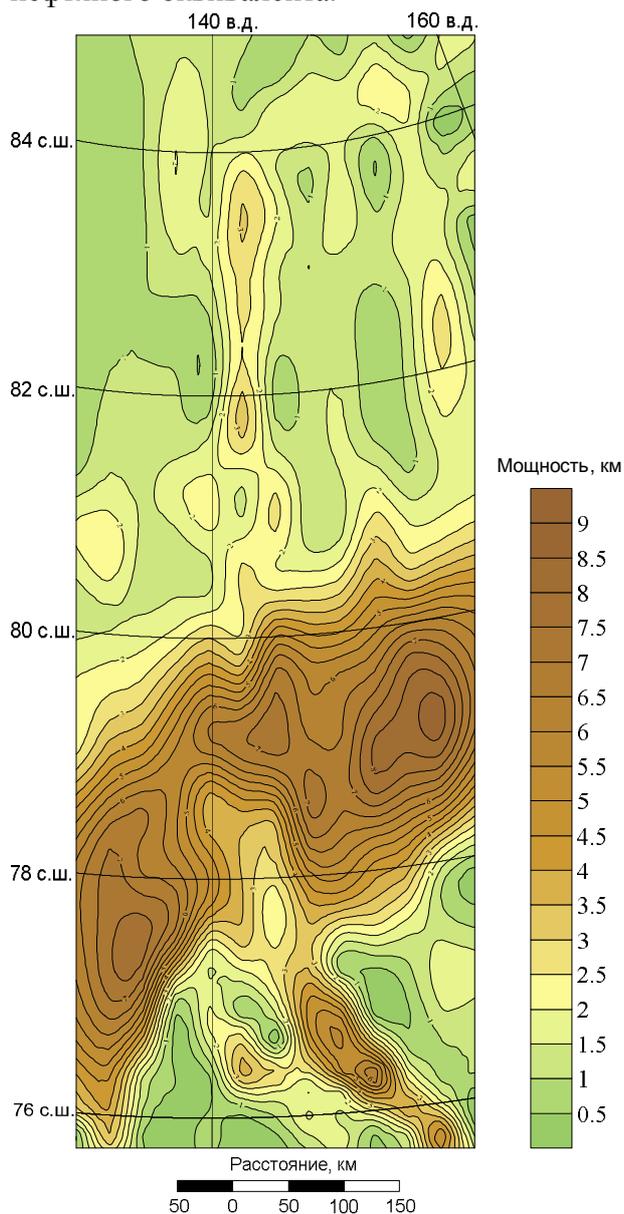


Рис. 4. Карта мощности осадочного чехла изучаемой области.

Евразийского бассейна по сейсмическим данным на примере геотраверса хребет Гаккеля - хребет Ломоносова // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. Вып. 2. С. 177-183.

4. Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302, 2006. 169 p.
5. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen Th., Schoene T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. 122. P. 378-392.
6. Piskarev A.L., Tchernyshev M.Yu. Magnetic and gravity anomaly patterns related to hydrocarbon fields in northern West Siberia // Geophysics, vol. 62, No 3, (May-June 1997). P. 831-841.

Литература

1. Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2007, том 15, № 4. С. 63-83.
2. Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. Ред. Ю.Е. Погребницкий. Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология т.203, СПб, 2004, 134 с.
3. Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д. Альтернатива спрединговой природе

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ПРИ РЕШЕНИИ ЭКОЛОГО-БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

Побережная Т.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск, Россия (ptm@imgg.ru)

Введение

Наши исследования посвящены изучению экологической роли геологических факторов в жизни растений на примере Сахалино-Курильского региона. Своеобразие природных условий Сахалина и Курильских островов определяется не только островным положением и климатическими факторами, но и особыми геолого-геофизическими условиями – высокой сейсмичностью, существованием активных разломов земной коры с повышенным эндогенным геохимическим и тепловым потоком, современной вулканической активностью. В связи с этим научный интерес представляет изучение влияния этих факторов на формирование специфических фитоценозов и биогеохимических адаптаций растений к особым геологическим условиям.

Результаты и их обсуждение

Одними из специфических фитоценозов являются крупнотравные сообщества, для которых характерно такое уникальное и не до конца изученное природное явление как гигантизм растений. Крупнотравье встречается в горах Балканского п-ова, на территории Южного Урала, Карпат, Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая, в Восточных Саянах, на п-ове Камчатка, на юге Сахалина и южных Курильских островах. Мощность растений, их гигантизм, наиболее выражены на Западном Кавказе и Дальнем Востоке (Камчатка, Сахалин, Курильские о-ва и о-ва Северной Японии). Несомненно, что феномен травяного гигантизма привлекал и продолжает привлекать внимание исследователей – биологов. Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о причинах гигантизма, свойственного растениям крупнотравного комплекса, остается открытым до настоящего времени.

Среди особых внешних условий, способствующих гигантизму травяной

растительности, биологи выделяют следующие [4]:

1. Особый спектр солнечной радиации за счет преобладания рассеянного света, который оказывает стимулирующее влияние на ростовые процессы.
2. Высокая обеспеченность растений влагой, включая влажность воздуха.
3. Исключительно высокая численность микроорганизмов в растительном опаде (в 5 раз выше, чем в черноземах, – 340 млн./г гумуса) и их видовое разнообразие обуславливают интенсивное разложение органических остатков, которые минерализуются в течение года почти полностью, и на их месте остаются гумифицированные вещества.

Выявленные факторы, безусловно, характеризуют экологические условия произрастания крупнотравной растительности, хотя не раскрывают причин этого природного явления. Перечисленные факторы описывают специфику природных условий Сахалина и Курильских островов в целом, и вряд ли могут быть приняты в качестве причин травяного гигантизма, проявляющегося отнюдь не повсеместно, а в определенных местообитаниях. В других регионах, таких как Кавказ, Алтай, Тянь-Шань, Восточные Саяны, крупнотравье развивается в иных климатических и почвенно-грунтовых условиях, в ином режиме инсоляции, при котором прямая солнечная радиация значительно преобладает над рассеянной. Таким образом, нашей целью был поиск новых специфических экологических факторов, способных оказывать влияние на интенсивность ростовых процессов у представителей крупнотравья и вызывать явление гигантизма. Исследования были направлены, прежде всего, на изучение геологических и ландшафтно-

геохимических условий в местах произрастания крупнотравья.

В результате проведенных исследований установлено, что проявление гигантизма травяных растений имеет очень четкую пространственную приуроченность к геохимическим ландшафтам с восстановительной обстановкой. Восстановительная обстановка в почвах под крупнотравьем способствует увеличению подвижности Fe и Mn, а также других биофильных химических элементов, делая их более доступными для усвоения растениями. Наряду с другими факторами это может влиять на интенсивность ростовых процессов у растений.

Результаты анализов образцов показали, что почвы под крупнотравьем обогащены многими микроэлементами и нефтяными углеводородами, по сравнению с почвами сопряженных ландшафтов [8]. Однако можно выделить ряд микроэлементов (P, Ge, Co, Y, La, Zn), которые наблюдаются в почвах всех обследованных местообитаний крупнотравного комплекса в количествах в 1.5 раза и более превышающих их содержание в обрамляющих почвах, где нет высокотравья. В этой ассоциации химических элементов выделяются иттрий и лантан, относящиеся к семейству редкоземельных элементов (РЗЭ), почти не изученные с экологических позиций. Однако, известно их стимулирующее воздействие на рост растений [5] и на повышение урожайности сельскохозяйственных культур [1,6]. Кроме указанных выше МЭ и РЗЭ, в почвах под высокотравьем всегда больше нефтяных углеводородов и подвижных форм таких биофильных элементов, как Mn и Fe, а также появляются подвижные формы Cu и Cr, отсутствующие в окружающих почвах под другими фитоценозами. Полученные данные позволяют сделать предположение, что перечисленные выше элементы в валовой и подвижной форме, а так же нефтяные углеводороды могут быть геохимическими факторами, способствующими интенсивности ростовых процессов растений. Очевидно,

углеводородный и микроэлементный состав материнского субстрата является одной из причин гигантизма травяных растений.

Полевые наблюдения и анализ геофизических данных указывают на то, что участки крупнотравья пространственно приурочены к зонам активных тектонических нарушений с повышенным тепловым потоком. Об этом свидетельствуют линейный характер проявления высокотравных группировок в различных ландшафтах, высокая обводненность в местах их произрастания за счет разгрузки подземных вод и анализ данных по распределению теплового потока на Сахалине и Курильских островах. Высокая тектоническая активность Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения сопровождается высоким современным тепловым потоком [9]. По геофизическим данным, его величина на юге Сахалина близка к среднеземному значению и равна $49,0 \pm 2,1$ мВт/м², за исключением южного звена зоны активного Центрально-Сахалинского разлома, в котором его среднее значение составляет $54,2 \pm 2,2$ мВт/м² [2]. Именно в этой части активного разлома находятся участки проявления травяного гигантизма. При этом на отдельных участках величины теплового потока достигают 57,1 мВт/м². На Кунашире, где наблюдаются активная вулканическая и сейсмическая активности, среднее фоновое значение теплового потока высокое и составляет 96 мВт/м² с аномалиями до 900 мВт/м². Вероятно, этим объясняется высота травяных растений до 4 – 5 метров в некоторых местах южных Курильских островов, На юге Сахалина над газовой залежью Южно-Луговского месторождения, где отмечаются высокие значения ТП, растения также достигают гигантских размеров (рис. 1).



Рис 1. Мощные заросли крупнотравья. А – о. Итуруп, высота какалии мощной 4,1 м; Б –Сахалин, Южно-Луговское месторождение, высота рейнутрии 4 м.

Существование повышенного потока эндогенного тепла по активным разломам земной коры может быть причиной несвойственного для местных климатических условий видового разнообразия и активности микробиоты в почвах под крупнотравьем, отмеченных ранее [4]. Очевидно, что дополнительное эндогенное тепло, компенсирующее его «климатический» недостаток, благоприятно отражается на микробной активности в почвах под крупнотравьем, которая имеет важнейшее значение в скорости протекания процессов минерализации органического вещества и в биологической стимуляции ростовых процессов растений.

Наблюдения за соотношением высоты растений и величиной эндогенного теплового потока на островах показало, что между ними существует прямая зависимость (Табл. 1). Это косвенно подтверждает высказанное нами предположение о том, что эндогенное тепло является одной из важнейших причин гигантизма травяных растений. Повышенные в течение года температуры в почвах могут оказывать прямое воздействие на растения, увеличивая скорость обменных процессов, и косвенное – через активизацию почвенной микробиоты.

Табл. 1. Максимально наблюдаемые размеры растений на Сахалине и Курильских о-вах, см

Место наблюдения	юг Сахалина	Кунашир	Итуруп	Шикотан
Средние значения теплового потока, мВт/м ²	54,2	96	96	46

Шеломайник камчатский	250	270	320	180
Какалия мощная	-	-	405	320
Рейнутрия сахалинская	400	-	-	-
Крестовник коноплелистный	-	310	-	90
Злаки	180	205	-	80

Таким образом, полученные результаты позволяют предположить, что места произрастания крупнотравья гигантских размеров связаны с зонами активных тектонических нарушений, которые являются своеобразными каналами, поставляющими дополнительное тепло, вещество и воду к дневной поверхности. Возможно, это является одной из важнейших причин гигантизма травяных растений. Связь явления гигантизма растений с активными разломами объясняет его существование не только на Сахалине и Курильских островах, но и в районах с другими климатическими условиями, где существует высокая современная тектоническая активность – на Камчатке, Алтае, Кавказе.

Современные активные вулканы являются естественными поставщиками физического и химического загрязнения в окружающую природную среду, что позволяет рассматривать их в качестве модели техногенных источников загрязнения. В связи с этим представляет научный и практический интерес изучение микроэлементного состава растений, адаптированных к экстремальным экологическим условиям вулканических ландшафтов. Из всех растений, изученных на вулканических ландшафтах островов Кунашир и Итуруп, особый интерес вызывает веероцветник китайский, произрастающий на горячем геохимически аномальном субстрате сольфатарных вулканических полей и поглощающий в больших количествах различные МЭ, в том числе и токсичные. Это послужило причиной более детального изучения особенностей аккумуляции химических элементов данным растением и выявления

возможности его использования в целях фиторемедиации и биологической рекультивации техногенных ландшафтов.

Сольфатарные поля, на которых произрастает веероцветник, – это участки склонов вулканов с выходами нагретых парогазовых струй, состоящих преимущественно из углекислого газа и серосодержащих газов (H_2S , SO_2 , SO_3). Температура в корнеобитаемом слое веероцветника в таких местах достигает 40-50°C. При этом веероцветник не имеет повреждений и структурных нарушений. За пределами вулканических сольфатарных полей на Кунашире и Итуруп веероцветник китайский встречается крайне редко. На о. Шикотан, где отсутствует современная вулканическая деятельность, этот вид распространен довольно широко, образуя куртины на открытых сухих склонах.

Анализ содержаний МЭ и коэффициентов их биологического поглощения в исследуемом злаке из различных мест обитания показал, что в обычных фоновых условиях растение отличается слабыми биоаккумулятивными свойствами по отношению ко всем рассматриваемым элементам за исключением лития (табл. 2). В экстремальных эколого-геохимических условиях вулканических ландшафтов оно способно не только выживать, но и накапливать в надземной части многие химические элементы, в том числе тяжелые металлы.

Табл. 2. Содержания микроэлементов в золе веероцветника китайского из разных местообитаний

МЭ	о.Кунашир, горячий субстрат сольфатарного поля		о. Итуруп				о.Шикотан (фоновые условия)	
	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x
P	10000	40	3000	1,0	8000	32	8000	4,0
Ag	2	20	0,5	12	3	75	0,1	1,3
B	47	19	н.о.	-	н.о.	-	н.о.	-
Sn	16	10	1,3	1,0	-	<1	1,0	0,6
Mn	2500	4,0	5000	50	1300	1,3	1600	0,8
Y	15	4,0	-	<1	-	<1	-	<1
La	46	4,0	-	<1	-	<1	-	<1
Zn	200	3,0	100	2,0	400	4,0	130	1,3
Pb	30	2,0	5	0,3	16	0,8	16	0,8
Be	2	2,0	-	-	-	-	-	-
Mo	3	1,9	6	10	6	6,0	2	1,0
Cu	100	1,7	80	2,6	100	1,0	100	1,7

Ni	16	1,6	10	2,5	40	1,3	10	0,3
As	30	1,0	-	-	-	-	-	-
Sr	30	1,0	н.о.	-	н.о.	-	н.о.	-
Li	30	1,0	20	4,0	100	25	40	5,0
Ba	62	0,6	16	1,6	400	1,0	160	0,3
Cr	16	0,5	20	1,0	13	1,0	13	1,0
V	15	0,2	13	0,4	40	0,4	13	0,1
Ti	940	0,1	500	1,2	80	0,01	500	0,06
Co	-	<1	-	<1	10	0,6	-	<1

Примечание: A_x – коэффициент биологического поглощения

В фоновых условиях веероцветник характеризуется низким и очень низким уровнем содержаний большинства рассматриваемых химических элементов. Исключение составляет очень высокий уровень содержания лития. В экстремальных условиях обитания уровень содержания многих элементов в золе исследуемого вида повышается с очень низкого и низкого до среднего уровня, а концентрации серебра достигают высокого уровня. В целом, по способности накопления в экстремальных условиях веероцветником китайским микроэлементов выше среднего уровня, их можно ранжировать следующим образом: Li (250) > Mn (7) > Ag (5) > Cr (3) > Sn (3) > Be (3) > Ni (2.5), в скобках кратность максимального превышения среднестатистического КК по [7].

В работе Р.В. Галиулина и Р.Р. Галиулиной [3] приведен подробный анализ литературных данных, преимущественно иностранных, по технологии фитоэкстракции тяжелых металлов из загрязненных почв. Согласно современным представлениям, веероцветник китайский отвечает большинству требований, предъявляемым к растениям, которые используются в целях ремедиации почв. Веероцветник китайский обладает так же особенностями, которые повышают возможности его использования для очищения загрязненных почв и биологической рекультивации. К этим особенностям относятся высокая устойчивость к сернокислым условиям и повышенной температуре в материнском субстрате, к большому содержанию серосодержащих газов (H_2S , SO_2 , SO_3) в атмосферном и почвенном воздухе. Такие условия могут создаваться в зоне воздействия предприятий – источников

выбросов большого количества серосодержащих газов и в специфических техногенных ландшафтах – горных отвалах и «хвостах» угольных и сульфидных месторождений.

Заключение

Объяснить многие факты, накопленные биологами, только с эколого-ботанических позиций не представляется возможным. Здесь необходим комплексный подход, учитывающий не только биологические аспекты, но и геолого-геофизические особенности биотопов [8].

Литература

1. *Абашеева Н.Е., Инешина Е.Г., Меркушева М.Г.* Влияние лантансодержащего микроудобрения на биологическую активность каштановой почвы // *Агрохимия*. 2003. № 8. С. 39-44.
2. *Веселов О.В., Соинов В.В.* Тепловой поток Сахалина и южных Курильских островов // *Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией*. Т. IV. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 154 – 172.
3. *Галиулин Р.В., Галиулина Р.Р.* Технология фитоэкстракции тяжелых металлов из загрязненных почв // *Международное сотрудничество в биотехнологии: Ожидания и реальность*. Материалы 3-й междунар. конф. Пушино, 2006. [сайт]. [2006]. URL: http://www.rusbio.biz/ru/nb2006_21.shtml (дата обращения: 21.04.2009).
4. *Зимица Т.А., Насонова С.В., Тен Хак Мун, Федорова Л.В.* О росте и экологии некоторых представителей сахалинского крупнотравья // *Растения и факторы внешней среды*. СахКНИИ АН СССР. Вып. 17. Южно-Сахалинск, 1966. С. 3 – 15.
5. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: справочник: в 6 кн./ Под ред. Э.К. Буренкова М.: Недра, 1994. 606 с.
6. *Кожевникова Н.М., Митыпов Б.Б., Абашеева Н.Е., Маладаев А.А.* Влияние разных доз лантана на поступление его в растения кукурузы и гороха // *Вестник СВНЦ ДВО РАН* 2008. № 4. С. 92 – 95.
7. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрея-2000, 1999. 768 с.
8. *Побережная Т.М., Копанина А.В.* К вопросу о причинах травяного гигантизма // *Экология*. 2009. № 4. С. 258 – 263.
9. *Туезов И.К., Епанешников В.Д., Хаякава М.* Геотермия Региональные проблемы. Моделирование. Практическое приложение. М.: Недра, 1995. 303 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИИ НОРИТОВ ОАЗИСА ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, ЗАЛИВ ПРЮДС)**Погорельский А.И., Егоров М.С.**

*ФГУ НПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Санкт-Петербург –
Ломоносов, Россия
(antarctida@polarex.spb.ru)*

Оазис Вестфолль расположен на побережье залива Прюдс, моря Содружества между 77° 45' и 78° 35' в.д. Свободный ото льда участок побережья общей площадью около 400 кв. км протягивается на 40 км, достигая максимальной ширины в центральной части – 25 км. В оазисе Вестфолль расположена австралийская станция Дейвис. Ближайшая российская станция Прогресс удалена от оазиса на 110 км вдоль побережья залива в западном направлении.

Советскими геологами территория оазиса Вестфолль и прилегающие острова были рекогносцировочно обследованы в 1956 г. (Воронов П.С. и Равич М.Г.). В 1989 г. геологические работы, направленные на изучение комплекса даек и выявление признаков щелочно-ультраосновного магматизма на основе петролого-геохимических и петрофизических характеристик, а также установление геохимической специализации толщ кристаллического фундамента осуществлялись сотрудниками ВНИИОкеангеология под руководством Е.В. Михальского.

Последние геологические данные по оазису Вестфолль можно получить только из зарубежных публикаций в основном австралийских геологов. Полевые работы в данном районе проводились Полярной морской геологоразведочной экспедицией в январе-марте 2010 г. Сообщение составлено по материалам полевых работ.

Оазис Вестфолль представляет собой блок архейских и протерозойских метаморфических пород, расположенных на северной границе Вегенер-Моусоновского подвижного пояса. Супракрустальные породы неоархейского возраста представлены метавулканитами серии

«Трайн» (Tryne) и парагнейсами серии «Челнок» (Chelnoch). Они интродуцируются тоналитами, которые объединяются в серию «Моссел» (Mossel).

Перечисленные выше толщи выделены в полиметаморфический комплекс, поскольку испытали два эпизода гранулитового метаморфизма и деформаций, первый в 2496,3±0,7 млн. лет [3] а второй в 2475,3±0,7 млн. лет [2].

Между двумя этими метаморфическими событиями, а также синхронно с ними, были внедрены разнообразные по вещественному составу интрузивы, объединенные в группу метаинтрузивных пород «Крукид Лэйк» (Crooked Lake). Составы интрузивов изменяются от ультраосновных и основных до тоналитов, гранодиоритов и гранитов. Простираение всех метаморфических толщ на оазисе Вестфолль субширотное с падением полосчатости и сланцеватости на север под углами от 50° до 90°. Метаморфические толщи прорваны дайками основного состава (габбро-долеритов, долеритов и лампрофиров). В северной части оазиса, на территории полуострова Лонг, выделяют «Кольцевой комплекс» метаноритов (Noritic Ring Complex) с возрастом около 2240 млн. лет [1]. Австралийскими геологами в этих породах отмечены участки с интенсивной сульфидной минерализацией, с повышенным содержанием платины.

Метанориты «Ринг» представляют собой крупное дайкообразное интрузивное тело. Суммарная протяженность дайки метаноритов составляет не менее 12 км. Видимые мощности варьируют в пределах от первых десятков до первых сотен метров.

В составе метаноритов «Ринг» австралийские исследователи различают 3 тектурных разновидности пород:

1) Однородные (гомогенные) метанориты являются наиболее распространенной разновидностью. Они представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми, крупнокристаллическими, темно-серыми породами с равномерным распределением минерального вещества.

2) Пятнистые метанориты. Отличаются от гомогенных метаноритов тем, что плагиоклаз слагает относительно крупные выделения изометрично звездчатой формы. Выделения плагиоклаза распределены равномерно и составляют около 40-50% от общего объема этой разновидности пород.

3) «комковатые» метанориты. Мелко-среднезернистые породы, содержащие сульфидную вкрапленность с более светлыми цветовыми оттенками до серых.

В период полевых работ на детальном участке в районе озера Глэйдер нами была выделена новая текстурная разновидность пород. Это неравномерно пятнистые (гетерогенные) метанориты. Внешне схожи с пятнистыми. Отличаются неравномерным распределением выделений плагиоклаза, которые образуют скопления с содержанием этого минерала от 10-20 до 40-50%.

Границы между различными типами метаноритов имеют диффузионный характер. Ширина зон переходов однородных метаноритов в пятнистые и неравномерно пятнистые составляет от 3-5 м и до 10 м. На контакте с вмещающими гнейсами метанориты превращены в кристаллические сланцы и инъецированы многочисленными жилками кварц-полевошпатового состава. Ширина зон эндоконтактовых изменений в метаноритах составляет от 1 м до 6 м. Контакты метаноритов с вмещающими породами субвертикальные, реже крутопадающие до 70° в направлении центральной части тел метаноритов.

В оазисе Вестфолль отмечается ряд проявлений полезных ископаемых, как металлических, так и неметаллических. К наиболее известным и интересным относятся сульфидные медно-никелевые рудопроявления, связанные с метаноритами «Ринг». Основная концентрация сульфидной минерализации характерна для

«комковатых» метаноритов. Кроме этого, убогое содержание сульфидов, отмечалось в поле развития пятнистых метаноритов.

«Комковатые» метанориты представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми породами с поверхности интенсивно ожелезненными до гематит-гетит-лимонитовых корочек с ярко-зелеными налетами гидроокиси меди. Из сульфидных минералов макроскопически определяются пирит, халькопирит, реже сульфиды пирротин-пентландитовой ассоциации. Вкрапления сульфидов каплевидные с размерами от микроскопических до первых миллиметров в поперечнике. Содержание крайне неравномерное и колеблется от 1-3 до 30-35%. Наибольшие концентрации выражаются в виде желваковых скоплений, имеющих размеры от 10x15 до 30x50 см в поперечнике, которые группируются в центральных частях «комковатых» метаноритов.

В преобладающей своей части, «комковатые» метанориты встречаются в виде пластовых тел, протягивающихся вдоль контактов с вмещающими толщами. Наиболее протяженное рудное тело (более 300 м) в данном районе фиксируется в восточном контакте дайки метаноритов с ортогнейсами серии «Моссель». Мощность данного пласта варьирует в пределах 1,0-1,5 м. Его падение субвертикальное с простиранием 215°-245°, с незначительными вариациями до 270°. В центральной части он имеет крутонаклонное падение под углами 70°-80°. Фрагментарно выклинивается.

Относительно мелкие пластовые тела «комковатых» метаноритов в пределе детального участка фиксировались и в других его местах.

Пятнистые метанориты несут убогую сульфидную медно-никелевую минерализацию с содержанием около 1-3%. Сульфиды концентрируются в мелких желваковых образованиях с размерами 5-7 мм в поперечнике. Подобное оруденение формирует штокверковые потенциально рудные тела, наиболее крупные из которых фиксировались на юго-западном побережье

залива Барк и в восточном окончании безымянного острова. В первом случае потенциально рудное тело имеет линзовидную форму протяженностью не менее 90 м с шириной выхода не менее 16 м. Близ кромки залива Барк оно перекрыто ледниково-морскими образованиями. Во втором случае штокверковое потенциально рудное тело имеет ширину выхода 14 м и протяженность более 65 м. С востока оно контактирует с пластовым телом «комковатых» метаноритов.

Убогое содержание сульфидных вкраплений отмечалось и в *эндоконтактовых зонах* пластовых тел «комковатых» метаноритов. Мощность рудных тел соответствуют мощностям эндоконтактовых зон, и колеблется в пределах 0,5-2,0 м. Сульфидная минерализация выражается рассеянной вкрапленностью каплевидных мелких агрегатов до 2 мм в поперечнике. Содержание убогое, менее 5%.

По литературным источникам основная часть метаноритов «Ринг» безрудная. Во время полевых работ проведены рекогносцировочные маршруты в районах северного побережья фьорда Трайн и центральной части полуострова Лонг с целью определения металлогенических характеристик дайки «кольцевого» комплекса метаноритов. В ходе маршрутов были обнаружены в центральной части полуострова Лонг в 8 км южнее озера Пендент два крупных субвертикальных пластовых тела «комковатых» метаноритов протяженностью 195 и 185 м мощностью 0,8-1,5 м. Внешние характеристики «комковатых» метаноритов полностью совпадают с внешними характеристиками «комковатых» метаноритов в районе детальных работ у озера Глэйдер.

В районе бухты Снежной обнаружено пластовое потенциально рудное тело, представленное зоной пятнистых метаноритов, содержащих относительно крупные линзы «комковатых» метаноритов. Ширина рудной зоны колеблется в пределах 1,0-2,5 м. Содержание линз «комковатых» метаноритов в пятнистых метаноритах

составляет 15-20%. Размеры отдельных линз в среднем 30x50 см.

Таким образом, отмечены четыре типа потенциально рудных тел, связанных с метаноритами «Ринг»:

1. пластовые потенциально рудные тела в пределах «комковатых» метаноритов с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов с содержанием от 1 до 30-35%. Общая зафиксированная полезная протяженность составляет 780 м. Средняя мощность пластов 1,0 м;

2. штокверковые и пластовые потенциально рудные тела в пределах пятнистых метаноритов с убогой вкрапленностью сульфидов с содержанием менее 3%. Общая зафиксированная полезная площадь составляет около 2500 м²;

3. пластовые потенциально рудные тела в эндоконтактовых зонах с убогой вкрапленностью сульфидов с содержанием 1-5%. Общая зафиксированная полезная протяженность составляет 240 м. Средняя мощность пластов 1,0 м;

4. предполагаемое столбообразное потенциально рудное тело в пределах «комковатых» метаноритов с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов с содержанием от 1 до 30%. Зафиксированная площадь поперечного сечения 1800 м².

Литература

1. Seitz H.-M., Keays R.R. 1997. Journal of petrology, V.38, N6, pp. 703-725
2. Snape, I. & Harley, S.L. 1996, Terra Antarctica, 3, pp. 23-38.
3. Snape, I., Black, L.P. & Harley, S.L. 1997. The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, pp.139-148.

ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ СНЕГУРОЧКА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ПОИСКОВО ПРОГНОЗНЫХ ЗАДАЧ

Покровская Н.Е.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
(nataliya@list.ru)*

Методом ИК-спектроскопии была изучена представительная коллекция кристаллов алмаза (124 образца) из трубки Снегурочка, расположенной в пределах Золотицкого поля ААП. По валовому содержанию азота и его агрегатному содержанию в кристаллах было выделено 3 популяции алмазов. Выявлено, что главная популяция алмаза трубки Снегурочка не имеет аналогов среди соответствующих популяций алмаза из трубок месторождения им. Ломоносова, однако обнаруживает наибольшее сходство с второстепенными популяциями алмазов из непромышленных трубок Кольцовская и Первомайская

Золотицкое поле, расположенное в Архангельской области, объединяет 10 алмазоносных кимберлитовых трубок, которые образуют цепочку, вытянутую в субмеридиональном направлении. Из них 6 трубок: Архангельская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, Поморская, им. Ломоносова, относятся к месторождению им. М.В. Ломоносова. Другие трубки – Снегурочка, расположенная южнее, а также Кольцовская, Белая и Первомайская, расположенные севернее, к месторождению не относятся и считаются непромышленными.

Целью настоящей работы было сравнение типоморфных свойств алмазов месторождения им. М.Ломоносова и забалансовых трубок Золотицкого поля, что может быть использовано при решении вопросов их генезиса и прогнозно-поисковых задач. Исследования проводились путем непосредственного изучения алмазов трубки Снегурочка и использования литературных материалов по алмазам других трубок Золотицкого поля [1,2].

Наиболее информативными типоморфными характеристиками алмаза являются структурные примеси и дефекты, которые образовались непосредственно в процессе роста кристаллов и отражают условия их генезиса. В качестве метода исследования использовался метод ИК-спектроскопии. Этот метод позволяет количественно оценивать концентрацию азота в форме А- и В-центров [3], представляющих собой соответственно спаренные и тетраэдрически сгруппированные азотные атомы, которые изоморфно замещают углерод алмазной решетки [4]. ИК-спектры записывались с разрешением $4\text{-}6\text{ см}^{-1}$ на спектрометре Nicolet 380 с микроскопом Centaurus, Thermo Electron Corporation, USA. Также полуколичественно определялись концентрации плеителетс (Р или В₂) и структурной примеси водорода (Н).

Для исследования была подобрана коллекция из 124-х образцов, характеризующих весь морфологический спектр кристаллов алмаза трубки Снегурочка. Она включает кристаллы алмаза, представленные преимущественно додекаэдроидами (52%), крупностью от 0,5 до 4 мм. Масса большинства из них составляет от 0,001 до 0,1 карат, единичные кристаллы имеют массу до 0,63 карат. Столь представительная коллекция алмазов из данной трубки с применением метода ИК-спектроскопии исследуется впервые.

По распределению азотных центров алмазы трубки Снегурочка представлены тремя популяциями (рисунок). Популяция I - самая многочисленная (более половины от всей коллекции) включает кристаллы классов крупности $-2+1$ мм и $-1+0,5$ мм. Алмазы этой популяции - средне и высокоазотные с суммарным содержанием

этой структурной примеси N_{tot} от 400 до 1000 ppm. Они характеризуются также повышенной долей азота в В-форме – % NB=[NB/(NB+NA)]*100%, составляющей от 40 до 60%. Вторая по распространенности популяция II (рис.) отличается от первой пониженной относительной концентрацией азота в В-форме (% NB не превышает 20%) и включает в себя в основном мелкие индивиды (-1+0,5мм). Третья популяция III - низкоазотная с общим содержанием примеси не более 100 ppm при значениях % NB от 20 до 40. Кристаллы третьей популяции преимущественно имеют размер свыше 1 мм. Таким образом, в трубке Снегурочка существенно преобладают кристаллы алмаза с повышенной концентрацией N_{tot} , превышающей 400 ppm (популяции I и II). Как установлено эмпирически, подобные значения характерны главным образом алмаза, содержащего включения эклогитовой ассоциации [5]. Исходя из этого можно полагать, что основная часть алмазов трубки Снегурочка сформировалась в эклогитовой среде.

Таблица 1. Популяции алмаза из некоторых трубок Золотицкого поля [2] и алмаза трубки Снегурочка

Объект	р	Концентрация азота, ат. ppm			% NB
		N_A	N_B	N_{tot}	
Трубка им. Ломоносова		131±74	96±124	228±158	3
	I	608±66	22±159	838±180	2
Трубка им. Карпинского		360±146	24±121	599±120	3
	I	1065±342	29±142	1365±145	2
Первомайская		70±7	58±167	127±133	3
		5			5
	I	250±56	25±66	496±101	0
	II	497±114	41±150	908±229	4
Кольцовская		69±5	50±45	91±5	3
	I	1		4	1
Снегурочка		341, 0±117	31, 9,1±86	660±18	8,9
		797±240	96±40	893±270	1
	I	61±1	27±6	88±1	3
	II	6		8	1±6

Ранее было показано [6], что % NB в кристалле алмаза зависит от температурного режима его формирования

и времени термического воздействия - «мантийного возраста», а также от общего содержания структурно-связанного азота (N_{tot}). Как видно из диаграммы, построенной для «мантийного возраста» алмаза 3 млрд лет (рис.1), популяции кристаллов трубки Снегурочка, по-видимому, сформировались при различных температурах. При этом среди трех рассматриваемых популяций температура кристаллизации популяции III была наибольшей, а популяции II – наименьшей.

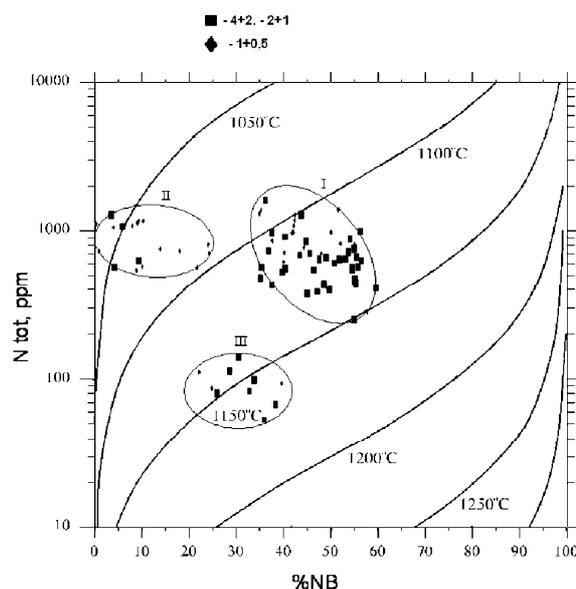


Рис. 1. Данные ИК-спектроскопии на диаграмме В.Р Тейлора и Х.Дж. Милледж, 1995.

По содержанию структурных дефектов кристаллы алмаза трубки Снегурочка своеобразны и отличаются от алмазов из других кимберлитовых трубок Золотицкого поля (табл.1).

Главная популяция алмаза трубки Снегурочка не имеет аналогов среди соответствующих популяций алмаза из трубок месторождения им. Ломоносова. По общему содержанию азота (N_{tot}) в кристаллах она наиболее близка к главной популяции алмаза из трубки им. Карпинского-1 и второстепенной популяции алмаза из трубки им. Ломоносова. Однако значения % NB в соответствующих кристаллах из трубки Снегурочка заметно выше, чем в алмазах промышленных трубок Золотицкого поля.

Главная популяция алмаза из трубки Снегурочка обнаруживает наибольшее сходство с второстепенными популяциями алмазов из непромышленных трубок Кольцовская и Первомайская.

Таким образом, различие в распределении азотных центров в алмазах промышленных и непромышленных трубок Золотицкого поля может указывать на разные условия образования сопоставляемых кристаллов. Это различие условий должно учитываться при рассмотрении особенностей геологической структуры и перспектив алмазоносности Золотицкого поля.

Литература

1. Захарченко О.Д., Махин А.И. Хачатрян Г.К. // Типоморфные свойства алмазов, Атлас. Изд. ЦНИГРИ, Москва, 2002, 104 с.
2. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах. // Руды и металлы, №2, 2010, с.46-60
3. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003, С. 319-322
4. Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // Amer. Miner.- 1985- V.70, P.608-618
5. Stachel T., Harris J.W. Singenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana)-a deep peridotitic profile with a history of depletion and re-enrichment // Contr. Mineral Petrol, 1997, V. 127, p.p. 336-352
6. Taylor, W.R. & Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. In: Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr., Novosibirsk, August 1995, p.p. 620-622.

ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЕТЕ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ НАУКИ

Покровский М.П.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
(pokrovsky@igg.uran.ru)*

Классификация, по А.А.Любищеву, – альфа и омега науки, начало и конец исследования. С зарождением науки (а иногда даже и раньше) появляется классификация её объектов. Она является предметом постоянного внимания в своей науке, модифицируясь в связи с обнаружением объектов нового типа и изменением методологии подхода к классификации.

При этом исторически развитие классификации идет, как можно считать, дифференцированно на разных её уровнях. Сначала складываются «верхние» классы классификации (обычно относительно немногочисленные); по мере накопления данных по объектам у этих классов появляется все большее число подклассов, потом – подклассов подклассов и т.д. (классификация растет «вниз», в сторону все большей детализации типов классифицируемых объектов). Но по мере увеличения объема информации, охватываемой в итоге верхними классами, эти классы (в порядке «обратной связи») могут быть разделены на своем классификационном уровне, рождая потребность «надстроить» над ними уровень с классами, объединяющими эти новые подразделения. Выделение и уточнение классов объектов на таком «надстроенном» верхнем уровне классификации может потребовать модифицировать разделение объектов на уровне, до того бывшем самым верхним.

Таким образом, истинно системная классификация развивается в обоих направлениях – и «вниз», все более детализируя разнообразие объектов классификации, и «вверх», модифицируя наиболее крупные классы классификации, классы верхних классификационных

уровней. При этом деление классифицируемых объектов на верхних уровнях классификации, как правило, исторически более устойчиво, более консервативно, отражает своего рода научную парадигму, воплощаемую в классификации; изменение верхних классов классификации происходит относительно редко (например, в классификации месторождений полезных ископаемых – примерно через 50 лет (точнее – в течение лет 50 деление на верхних уровнях квазистабильно, в течение последующих лет 50 – происходит постепенная смена существующего деления новым, в течение еще лет 50 новое деление квазистабильно и – как можно думать – так далее [5])).

1. О состоянии классификаций горных пород и месторождений

1.1. Классификации горных пород (ГП) и месторождений полезных ископаемых (МПИ) методологически и содержательно связаны друг с другом. Доказывать это кажется излишним; отметим лишь наиболее значимые моменты такой связи. Во-первых, объекты обеих классификаций родственны: горная порода может быть полезным ископаемым, полезное ископаемое, как правило, представляет собой горную породу; и тело горной породы, и тело полезного ископаемого формируются процессами из одного и того же природного набора. Поэтому, во-вторых, неудивительно, что классификации ГП и МПИ имеют сходную историю развития. Например, до начала 20 в. и ГП, и МПИ делились на «первичные» и «вторичные», а с начала 20 в. их главные подразделения стали другими, но очень похожими: ГП делятся на «магматические», «осадочные» и «метаморфические», а МПИ – на «эндогенные», «экзогенные» и

«метаморфогенные». Поэтому есть все основания ставить вопросы, общие для классификации и ГП, и МПИ.

1.2. О состоянии проблемы классификации горных пород. Существенной особенностью, характеризующей современное состояние проблемы классификации ГП, является то, что ныне разрабатываются классификации только отдельных групп горных пород – от мелких до крупных групп – но лишь отдельных групп. Для примера можно назвать следующие работы, посвящённые классификациям наиболее крупных групп пород. В Петрографическом кодексе России [4] рассматривается группа пород называемых то «кристаллическими породами» (с.15-16), что не может считаться корректным, т.к., например, обсидианы и базальтовые стёкла, несомненно являясь представителями пород, рассматриваемых Кодексом, не являются «кристаллическими», а многие эвапоритовые осадочные породы (каменные и калийные соли, гипсы) являясь несомненно «кристаллическими», явно не относятся к подлежащим рассмотрению в Кодексе; то «эндогенными образованиями» (с.15-17), что несомненно ближе к интуитивно понимаемому единству пород, рассматриваемых в [4], однако и сами авторы Кодекса отмечают (с.15), что коптогенные образования, рассматриваемые в нём, не вполне отвечают этому понятию. В [9] рассматриваются вопросы классификации «осадочных пород и их аналогов». В [2] рассматривается классификация «метаморфических пород». Существует немало работ, посвящённых классификациям более ограниченных групп пород (ультраосновных вулканитов, метасоматитов определённой группы, осадочных карбонатных пород и мн. др.). Однако «классификации горных пород» (классификации «всех» горных пород) – нет.

1.3. О состоянии проблемы классификации месторождений полезных ископаемых. Рассмотрение наиболее известной классификации В.И.Смирнова и её усовершенствованных вариантов также

позволяет констатировать, что такие классификации охватывают лишь фрагмент, лишь подмножество всего множества МПИ. Такие классификации 1) включают МПИ только твёрдых полезных ископаемых (и это при том, например, что около 50 % мировой добычи Li приходится на гидроминеральное сырьё), 2) по генезису они включают только геогенные МПИ (не включая объекты, происхождение которых связано с космогенными и техногенными факторами), 3) в них не различаются уровни организации вещества, являющегося полезным компонентом в МПИ [7]. Таким образом, и в отношении классификации МПИ, даже принимая во внимание самые широкие классификации МПИ, можно констатировать, что «классификации МПИ» (даже если существуют называемые так) – классификации «всех» МПИ – нет.

2. Оценка состояния классификаций горных пород и МПИ в аспекте дифференциации и интеграции науки

2.1. Классификация горных пород, как уже было отмечено, строится лишь для отдельных групп пород, становящихся со временем всё более «дробными». Так, если Петрографический кодекс 1995 года [3] рассматривает две группы пород – «магматические» и «метаморфические образования», то в Петрографическом кодексе России 2008 года [4] рассматривающем породы, понимаемые отчасти как «кристаллические породы», отчасти как «эндогенные образования», на титуле помещены 4 названия пород – магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования, а в тексте Кодекса, кроме глав, посвящённых названным 4 типам пород, присутствуют главы, посвящённые осадочно-вулканогенным образованиям и мигматитам. Так что, в соответствии с [4], XI Всероссийское петрографическое совещание (август 2010, Екатеринбург) корректно должно было бы называться не «Магматизм и метаморфизм в истории Земли», а «Магматизм, осадочно-вулканогенные образования, метаморфизм, метасоматизм, мигматиты и импактные

образования в истории Земли». (На этом совещании поднимался вопрос о классификации ещё более «дробных» групп пород: «ортомагматических», «гранитоидов», «коматиитов», «ультраосновных вулканитов нормальной щёлочности», «высокомагнезиальных вулканитов».) В упомянутой «Систематике осадочных пород и их аналогов» [9] всё множество рассматриваемых пород обозначено термином «экзогенетические породы» и делится на осадочные породы (силикатные, несилкатные, органические с дальнейшим подразделением в каждой группе), современные осадки, метаморфические породы. Классификация метаморфических пород [2] предусматривает разделение их на 6 групп (регионально-метаморфические породы, контактово-метаморфические породы, гранитизированные или ультраметаморфические породы, метасоматиты, тектониты, породы ударного метаморфизма). Отсутствие более общей систематики пород провоцирует нелогичный дубляж и логическую противоречивость выделения отдельных групп пород. Скажем, и в эндогенных образованиях [4], и в «Систематике осадочных пород...» [9] выделяется тип метаморфических пород (кстати, автор текста в обоих случаях – один и тот же); в разделе «Осадочные породы», в разряде «Органические породы» выделяется надкласс «Графитолиты» – *магматические, метаморфические*, осадочные [9]. Нетрудно видеть, что и отмеченные несовершенства частных классификаций, и отсутствие общей классификации ГП обусловлены тем, что в подходе к классификации горных пород преобладает **тенденция к дифференциации** – всё более детальное рассмотрение пород всё меньшего множества.

2.2. Нетрудно видеть, что ныне существующая *классификация месторождений полезных ископаемых* по большому счёту, тоже представляет классификацию лишь фрагмента всего множества МПИ, даже если брать наиболее «широкие» её варианты. Необходимость

создавать классификацию МПИ, *единую* для твёрдых, жидких и газообразных полезных ископаемых, для месторождений рудных, нерудных и горючих ископаемых, для месторождений химического элемента, минерала, агрегата минералов, горной породы уже обосновывалась нами ранее [7]. В последнее время появилась фундаментальная работа, которая, можно считать, объективно будет способствовать преодолению неявного, но жёсткого предметного барьера между нефтяной и рудной геологией [1]. Однако она рассматривает эволюционно-генетическую связь нефтяных и рудных месторождений саму по себе, никак пока не затрагивая собственно классификационную проблематику. Отсутствие наиболее полной, наиболее общей классификации МПИ (так же, как это имеет место с классификацией ГП) обусловлено тем, что в подходе к классификации месторождений полезных ископаемых преобладает **тенденция к дифференциации** – всё более детальное рассмотрение месторождений всё меньшего множества.

2.3. Сказанное в отношении классификаций ГП и МПИ может считаться свидетельством преобладания на современном этапе развития геологии **тенденции дифференциации**, преобладающей над компенсирующей эту тенденцию тенденцией интеграции науки. Это хорошо видно на примере кодов классификатора РФФИ на 2011 г.:

05-122 Литология

05-131 Петрология магматических пород

05-132 Петрология метаморфических и метасоматических пород

05-142 Геология нефти и газа

05-144 Геология и генезис рудных месторождений

05-145 Геология и генезис неметаллических полезных ископаемых

Общих вопросов (вопросов геологии и генезиса *всех* горных пород и *всех* МПИ) не предусмотрено. Исследования, приведшие к интереснейшим результатам [1], думается, поддержаны РФФИ быть не могли – они не могут быть отнесены ни к области 05-142,

ни к области 05-144. (Под любую из этих рубрик попадает лишь половина работы.)

2.4. Дифференциация науки, чтобы не стать познанием «всё большего» о «всё меньшем» должна компенсироваться интеграционными тенденциями. Кроме того, в соответствии с авторской концепцией понятия «сущность» [6], чем более универсальны научные конструкции, к объектам чем большего числа типов объектов они применимы, тем более глубокую сущность объектов каждого из типов они вскрывают. В этом (интегрирующем) направлении в отношении поднятого вопроса совершенно резонно ставить три задачи:

1). Необходимо создавать одну (общую) классификацию *всех* горных пород.

2). Необходимо создавать одну (общую) классификацию *всех* месторождений полезных ископаемых.

3). Необходимо, чтобы эти общие классификации ГП и МПИ строились на схожих принципах и легко корреспондировались друг с другом.

Ясно, что названные задачи наиболее актуальны для верхних уровней рассматриваемых классификаций.

3. Предлагаемые пути решения проблемы общей классификации ГП и общей классификации МПИ

3.1. *Основные направления совершенствования существующих и создания общих классификаций горных пород и месторождений полезных ископаемых.*

При создании любой классификации любых объектов всегда следует иметь в виду возможность существования комбинаторных, полигенных и т.п. объектов и сначала разрабатывать корректную классификацию «простых» объектов, а уже после этого – классификацию «сложных» или принципы и правила применимости классификации «простых» объектов к «сложным» объектам. Далее речь идёт, в основном, о классификации типов «простых» ГП и МПИ; типы «сложных» объектов затрагиваются лишь при необходимости.

Основными аспектами, в которых разумно вести разработку общей классификации ГП могут считаться 1) генезис пород, 2) учёт пространственного масштаба породного тела, 3) агрегатное состояние вещества, составляющего природный субстрат, называемый «горной породой» [8]. Основными аспектами, в которых разумно вести разработку общей классификации МПИ, могут считаться 1) агрегатное состояние полезного ископаемого, 2) уровень организации вещества – полезного компонента в МПИ, 3) генезис МПИ [7].

Сопоставив эти два списка, нетрудно дать сводный кортеж основных направлений разработки общих классификаций ГП и МПИ: 1) генезис объекта (аспект, особенно важный для *верхних* уровней этих классификаций, и при этом – наиболее разработанный), 2) агрегатное состояние объекта, 3) пространственный масштаб тел горных пород (и, возможно, тел полезного ископаемого), 4) уровни организации вещества полезного компонента в МПИ (аспект, представляющийся актуальным лишь для классификации МПИ, однако могущий оказаться значимым и для классификации ГП). Последние три аспекта классификаций наименее готовы к разработке (тем более, совместной для классификаций ГП и МПИ) и требуют серьёзной методологической, понятийной подготовки и сбора экспериментального материала. Разработанность же самых общих вопросов генезиса ГП и МПИ позволяет предложить варианты генетической классификации ГП и МПИ – в первую очередь, за счёт логического совершенствования имеющейся системы понятий.

3.2. *Основные генетические подразделения горных пород и месторождений полезных ископаемых на верхних уровнях их классификаций* могут быть решены в общем виде и с учётом специфики ГП и МПИ как объектов классифицирования.

1. *Общее генетическое подразделение геологических объектов.*

Все геологические **объекты** по генезису предлагается делить в первую очередь на *природные*, *техногенные* и *комбинированного генезиса* (техногенно-природные, возникшие за счёт воздействия природных процессов на техногенный материал, и природно-техногенные, возникшие за счёт воздействия техногенных процессов на природный материал). В свою очередь, **природные объекты** могут быть подразделены на *космогенные*, возникшие за счёт чисто космических процессов (выделяются условно), *геогенные*, возникшие за счёт процессов, идущих в системе «планета Земля», и *комбинированные природные* (космогенно-геогенные, возникшие за счёт воздействия геогенных процессов на космический материал, и геогенно-космогенные, возникшие за счёт воздействия космических факторов на геогенный материал). В свою очередь, **геогенные объекты** могут быть подразделены на *эндогенные* (*эндопротогенные* – объекты, «рождённые» в эндогенных условиях, и *эндометагенные* – объекты, образованные за счёт преобразования в эндогенных условиях ранее образованных объектов) и *экзогенные* (*экзопротогенные* – объекты, «рождённые» в экзогенных условиях, и *экзометагенные* – объекты, образованные за счёт преобразования в экзогенных условиях ранее образованных объектов).

2. Генетическое подразделение геогенных горных пород

Геогенные горные породы предлагается делить, соответственно, на следующие группы.

Эндогенные породы (эндогенетические породы, эндолиты)

Магматические породы (эндопротогенные)

Метаморфические (s.l.) породы (эндогенные метаморфические, эндометагенные)

Экзогенные породы (экзогенетические породы, экзолиты)

Осадочные породы (экзопротогенные седиментолиты, сидилиты)

Породы коры выветривания (экзогенные метаморфические, экзометагенные)

3. Генетическое подразделение геогенных МПИ

Геогенные МПИ, в соответствии со сказанным ранее, предлагается делить на следующие группы.

Эндогенные МПИ

Сингенетические (магматические)

Недифференцированные

(месторождения магматических горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Эпигенетические (гидротермальные, метаморфические)

Недифференцированные

(месторождения метаморфических горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Автохтонные (остаточные)

Аллохтонные (наложенные (гидротермальные))

Экзогенные МПИ

Сингенетические (осадочные)

Недифференцированные

(месторождения осадочных горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Эпигенетические (месторождения коры выветривания)

Недифференцированные

(месторождения пород коры выветривания)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Автохтонные (остаточные)

Аллохтонные (наложенные (инфильтрационные))

У подобного деления и горных пород, и МПИ есть весомые исторические корни и прецеденты.

Литература

1. Аглонов С.В., Лебедев Б.А. Нафторудогенез пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.
2. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справочное пособие / Отв. ред. Н.Л.Добрецов, О.А.Богатиков, О.М.Розен. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 206 с.
3. Петрографический кодекс Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

4. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е второе, перераб. и доп. / Гл. ред. О.А.Богатилов, О.В.Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
5. *Покровский М.П.* О некоторых результатах анализа и оценки классификаций месторождений полезных ископаемых // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов (Труды СГИ, вып.131). Свердловск: издание института, 1976. С. 118-133.
6. *Покровский М.П.* К понятию «сущность»: попытка конструктивного осмысления // Новые идеи в философии природы и научном познании. Сб. научных трудов. Вып.2. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004, с.168-211.
7. *Покровский М.П.* О стратегии совершенствования классификации месторождений полезных ископаемых // Известия Уральского государственного горного университета. Вып.19. Серия геология и геофизика. Екатеринбург: УГГУ, 2004, с.15–27.
8. *Покровский М.П.* О подразделении горных пород на верхних уровнях их классификации // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург, 2010. С.340-344.
9. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н.Шванов, В.Т.Фролов, Э.И.Сергеева и др. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.

РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Полетаев А.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(aipoletaev@mail.ru)

Вместо эпиграфа:

«Два аспекта глобальной геодинамики, оставшиеся за рамками тектоники плит, ныне начинают привлекать внимание, но еще далеки от полного освещения – это вопрос о роли ротационного фактора в геодинамике, т.е. роли осевого вращения Земли и изменений его скорости, и вопрос о влиянии на геодинамику процессов в окружающем нашу планету Космосе, в первую очередь, в системе Земля – Луна – Солнце, а также нашей Галактики» [37, с. 280].

– х –

Полностью соглашаясь с В.Е. Хаиным [37, с. 280] относительно того, что проблема, заявленная в докладе, ещё далека «от полного освещения», заметим, что эта проблема начала «привлекать внимание» задолго до появления современной тектоники плит.

Так, сам В.Е. Хаин уже в 1960 году в докладах XXI сессии МГК прямо указал, что: «Единственным перспективным направлением объяснения планетарной цикличности тектонических явлений представляется объяснение этой цикличности влиянием астрономических факторов, связанных с вращением Земли и её движением в мировом пространстве» [36, с. 102].

– х –

Начиная с конца XIX, но особенно со второй половины XX века, в геологической печати стали постоянно появляться данные о вращательных движениях в литосфере, т. е. твёрдой оболочке Земли [1, 3–16, 21–26, 28–35, 41–43].

К настоящему же времени накопился огромный фактический материал, который не только активно привлекает внимание, но ещё более активно требует самого тщательного рассмотрения и обсуждения.

Это подчеркнул и сам В.Е. Хаин в 2007 году в докладе, открывшем XL Тектоническое совещание. Рассмотрев «Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления», он показал, что «...определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты..» [38, с.324/325], является: «...прежде всего, ротационный фактор, связанный с вращением Земли...» [там же, с.325], на значение которого «давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание» [там же].

Через год, открывая XL1 Тектоническое совещание 2008 года, В.Е. Хаин в очередной раз подтвердил актуальность рассматриваемой проблемы, сказав, что «нестабильность во времени скорости вращения Земли, ныне инструментально установленная, приводит к периодическим изменениям фигуры Земли, а эти изменения, в свою очередь, вызывают деформации структуры её литосферы» [39, с.389].

– х –

Анализ имеющихся материалов позволяет сделать вывод, что «уже сейчас можно говорить о двух крупнейших периодах в жизни Земли, характеризующихся разной ролью ротационных процессов:

а) период **к о н с т р у к т и в н о й – планетообразующей** – ротации и процессами с нею связанными, приведшими в конце концов к образованию нашей планеты, и

б) период **д е с т р у к т и в н ы х** по форме, но структурообразующих по содержанию ротационных процессов и связанных с ними эффектов тектонического вращения, активно

«способствовавших» зарождению и развитию планетарных, региональных и локальных линейных дислокаций, выраженных в литосфере земной коре в виде открытых (разломы, разрывы, зоны трещиноватости), а в тектоносфере – в форме закрытых (латентных) форм (линейные глубинные неоднородности, геофизические ступени, линеаменты и т.д.).

Также можно выделить в эволюции Земли три – **допозднепротерозойский, позднепротерозойский и фанерозойский** – этапы, характеризующихся различным уровнем взаимодействия и взаимовлияния ротационных – планетообразующих процессов, эффектов тектонических – структурообразующих – вращений и сдвиговых смещений.

а) **допозднепротерозойский**, с абсолютным приоритетом и доминированием ротационных процессов – (**ротационный этап**);

б) **позднепротерозойский**, в течение которого зародилась основная «сеть» планетарных линейных дислокаций, чаще всего, вероятно, сдвигов, дальнейшее развитие которых, в том числе и кинематическая «специализация», зависело не только от ротационного, но и многих других факторов – (**сдвигово-ротационный этап**);

в) **постпротерозойский** или фанерозойский, отличающийся от предыдущих этапов тем, что у широко развитой сети сдвигов, инициально образованных благодаря тому же ротационному фактору, появилась «способность» вполне самостоятельно продуцировать собственные ротационные движения или эффекты тектонического вращения – (**ротационно-сдвиговый этап**)» [40, с. 30 – 31].

– х –

В развитие темы следует отметить существенную роль ротационного фактора на самых разных структурных уровнях развития Земли:

– **глобальном** – глобальная ротационная тектоника (ротационная тектоника литосферных плит);

– **региональном** – региональная ротационная тектоника (внутриплитная ротационная тектоника);

– **локальном** – локальная ротационная тектоника (ротационные структуры внутри отдельных блоков плит или внутри горно-складчатых поясов);

– **микроскопическом** – ротационная микротектоника (повороты и вращения отдельных слоёв, будин и зёрен).

По знаку направленности вращения ротационные движения (процессы, структуры) могут быть разделены на:

– прямые или левосторонние, т.е. **«против часовой стрелки»** («**anticlockwise**»), совпадающие с направлением вращения самой Земли;

– обратные или правосторонние, т.е. **«по часовой стрелке»** («**clockwise**»), направленные обратно вращению самой Земли;

– веерообразные, т.е. расходящиеся в разные стороны;

– знакопеременные или реверсивные (от лат. *reversus* – «обратный»).

Исходя из того, что во время вращательных движений одни участки земной коры испытывают элементы сжатия, другие – элементы растяжения, вероятно, следует различать и возникающие при этом напряжения: **рингпрессия** (вращательное или, условно говоря, «круговое» сжатие) и **рингтенсия** (вращательное или «круговое» растяжение).

По расположению относительно дневной поверхности земной коры ротационные движения (процессы, структуры) могут быть разделены на:

– **глубинные (эндогенные)**: – вертикальные (или конвекционные),

– **наклонные (или субдукционные, или конвейерные)**;

– **поверхностные (экзогенные)**: – горизонтальные (или латеральные).

Именно сочетание глубинных и поверхностных ротационных движений (процессов, структур) и приводит, с одной стороны, к неповторимому, а с другой – постоянно меняющемуся структурному облику нашей планеты, который в каждом конкретном месте и в каждый конкретный

момент времени *отражает самый современный вариант глобальной тектоники Земли*, всегда «готовой» к дальнейшим изменениям под влиянием различных факторов, среди которых ротационный занимает одно из ведущих мест.

– х –

В виде рабочей гипотезы можно предложить следующую последовательность смены роли ротационных процессов в тектонике Земли на разных масштабных уровнях.

На **глобальном уровне** ротационные процессы «ответственны» за:

– образование Земли как планетного тела: доминирующий источник движения – обращение «сгустка» инициального космического вещества вокруг некоего космического центра;

– образование ядра Земли: доминирующий источник движения – обращение вещества прото-Земли (совместно с Солнцем и другими протопланетами Солнечной системы) вокруг некоего галактического центра;

– образование конвективных ячеек в мантии Земли, её прото-коры и, возможно, первичных линейных нарушений: доминирующий источник движения – обращение Земли вокруг Солнца;

– образование секторности Земли, её симметричных элементов и основной сетки линейных дислокаций (нарушений) сдвигового, раздвигового (рифты) и надвигового (зоны субдукции) типа, а также поясов линейных деформаций типа горно-складчатых поясов:

доминирующий источник движения – вращение Земли вокруг собственной оси.

На **региональном уровне** ротационные процессы совместно с линейными дислокациями и деформациями могут приводить к различным вариантам взаимодействия (сдвиг-скольжение, раздвиг-содвиг, надвигание-обдукция, пододвигание-субдукция и пр.) различных по масштабу блоков Земли, в том числе и литосферных плит: доминирующий источник движений – вращение Земли вокруг собственной оси.

На **локальном уровне** ротационные процессы находятся, скорее всего, в «подчинённом» геодинамическом положении, т.е. их масштабы, направленность и интенсивность зависят от масштабов, направленности (кинематики) и интенсивности перемещений отдельных блоков земной коры: доминирующий источник движений – смещения по конкретным геологическим разрывам.

На **микроуровне** ротационные процессы находятся, скорее всего, в ещё более «подчинённом» положении, так как зависят не только от тех или иных внешних движений, но и от внутренней микроструктуры.

Таким образом, «**движение геологической мысли в сторону разработки более всеобъемлющей тектоно-геодинамической модели**» [27, с. 123; 17 – 24], вероятно, должно учитывать «внеземные факторы, воздействующие на тектогенез» [2, с. 424], а, следовательно, и иерархический ряд вращательных процессов: орбитальное обращение планет – ротацию Земли вокруг своей оси – тектоническое вращение отдельных блоков Земли, в котором орбитальное обращение Земли вокруг Солнца влияет на формирование её современного глобального облика, ротация самой Земли – на образование разномасштабных линейных образований, тектоническое вращение отдельных блоков – на развитие также разномасштабных сдвигово-ротационных и ротационно-сдвиговых структур.

Литература

1. А.В. Авдонин., А.И. Полетаев Ротационные структуры Присонгкёля (Северный Тянь - Шань) / Нетрадиционные вопросы геологии // VI научный семинар. Тезисы докладов. М.: 1998. С. 24 – 25.
2. Ю.Н. Авсюк Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Фундаментальные проблемы общей геотектоники М.: Научный мир, 2001. С. 424 – 443
3. Вихри в геологических процессах. Петропавловск – Камчатский, 2004. 297с.
4. П.С. Воронов Ротационные силы земли как важнейший фактор её сдвиговой тектоники

- / Роль Сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. СПб: Наука, 1997. С. 421 – 435.
5. *О.В. Гайдалёнок* Линеаментная тектоника и ротация Крыма / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Девятое Горшковское чтения. Мат-лы конференции. М.: МГУ, 26 апреля 2007г. С.27 – 29.
 6. *М.З. Глуховский* Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника 2005, №6. С. 3 – 18.
 7. *М.А. Гончаров* Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результата вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика» / Тектоника и геофизика литосферы // Мат-лы XXXV-го Тектонического совещания. Т.1. М.:ГЕОС,2002.С.128 – 131.
 8. *Д.С. Зыков, С.Ю. Колодяжный, А.С. Балувев* Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики //Мат-лы XL1 Тектонического совещания Т.1. М.: ГЕОС, 2008. С. 340 – 344.
 9. *Л.И. Иогансон* Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 495 – 512.
 10. *Я.Г. Кац, В.В. Козлов, А.И. Полетаев* Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. М.: Знание, 1991. 40с.
 11. *М.Л. Копп* Структуры латерального выжимания в Альпийско - Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
 12. *У. Кэри* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной.М.: Мир, 1991. 448с.
 13. *Ли Сыгуан* Вихревые структуры Северо-западного Китая.М.:ИЛ, 1958. 129с.
 14. *Б.Л. Личков* К основам современной теории Земли. Л.: ЛГУ, 1965. 120с.
 15. *Н.В. Лубнина, С.В. Богданова* Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: палеомагнитные свидетельства ротации и сопряжённого рифтогенеза / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2007. С. 404 – 407.
 16. *Лукьянов А. В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144с.
 17. *О.А. Мельников* Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов / Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Мат-лы XXXV1 Тектонического совещания. М.:ГЕОС. Т.2, 2003. С. 40 – 44.
 18. *Ю.А. Морозов* К феноменологии структур и процессов ротационного генезиса / Ротационные процессы в геологии и физике. М.:КомКнига,2007. С. 471 – 504.
 19. *И.А. Одесский* Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования.СПб.: Пангея, 2004. 27с.
 20. *Н.И. Павленкова* Ротационные движения крупных элементов Земли и глобальная геодинамика / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 103 – 114.
 21. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк, 2000. Вып. 5. 44с.
 22. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная мотивация структурной эволюции Земли / Тектоника и геофизика литосферы // Мат-лы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.104 – 107.
 23. *А.И. Полетаев* Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания.Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С. 102 – 107.
 24. *А.И. Полетаев* Иерархичность и соподчиненность вращательных процессов Космоса и Земли – базовые факторы современных геодинамических процессов /Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы XL1 Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2008. С. 115 – 120.
 25. *Е.С. Пржиялговский А.К. Басанин* О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига //Изв. ВУЗов Геология и разведка, 1989, №6. С. 12 – 20.
 26. *Ю.М. Пуцаровский, Д.Ю. Пуцаровский* Геосферы мантии Земли // Геотектоника 1999, №1. С. 3 – 14.
 27. *Ю.М. Пуцаровский, Д.Ю. Пуцаровский* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140с.
 28. *Л.М. Расцветаев* Закономерный структурный рисунок земной поверхности

- и его динамическая интерпретация / Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145 – 197.
29. *Ротационные процессы в геологии и физике.* М.: КомКнига, 2007. 525с.
30. *М.В. Стюас* Неравномерность вращения Земли как планетарно - геотектонический и геоморфологический фактор // Геологический журнал АН УССР, 1957. Т. 17. Вып. 3.
31. *Т.Ю. Тверитинова, А.В. Викулин А.В.* Волновая ротационно-упругая тектоника планет / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 271 – 278.
32. *Е.Н. Терехов* О вихреобразной структуре Лапландского гранулитового пояса и возможном механизме ее формирования // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология, 1982, № 2. С. 26 – 31.
33. *К.Ф. Тяпкин, М.М. Довбнич* Вращение Земли – единственный реальный источник энергии её тектогенеза / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.2.М.: ГЕОС, 2007. С. 295 – 301.
34. *В.И. Уломов* О вращательной составляющей геодинамических движений в Центральной Азии / Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып.3.Мат-лы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты» (Иркутск, ИЗК СО РАН, 20 – 23 сентября 2005г.). Иркутск, 2005. С.89 – 92.
35. *В.П. Филатьев* Влияние ротационных эффектов на тектонику планеты (на примере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану) / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 341 – 360.
36. *В.Е. Хаин* Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития // Сб. докладов XXI сессии МГК. М.: АН СССР, 1960. С. 89 – 103.
37. *В.Е. Хаин* Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы / Тектоника и геофизика литосферы //Мат-лы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.279 – 280.
38. *В.Е. Хаин* Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления / Фундаментальные проблемы геотектоники// Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С.324 – 329.
39. *В.Е. Хаин* Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние и внешние источники энергии / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики //Мат-лы XL1 Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2008. С. 388 – 393.
40. *В.Е. Хаин, А.И. Поletaев* Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние и перспективы развития / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С.17 – 38.
41. *А.В. Чекунов* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геологический журнал, 1976. Т.36, №1, С. 123 – 127.
42. *Е.С. Штенгелов* О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Бенъофа / Доклады АН СССР, 1978. Т. 240, №4. С. 922 – 925.
43. *Khain V., Poletaev A.* Earth's rotation tectonics / Science in Russia, 2007 №6, pp. 14 – 21.

РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Полетаев А. И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(aipoletaev@mail.ru)

«...мир вокруг нас изобилует всевозможными структурами: начиная с тех, которые мы встречаем в природе, и заканчивая теми, что присущи разумной жизни; мы настолько привыкли к структурам, что зачастую уже не осознаём, каким чудом является само их существование».
Герман ХАКЕН –
«Тайны природы. Синергетика: учение о взаимодействии». – М.: – Ижевск: ИКИ, 2003, с. 17.

Одним из первых основы понимания транзитивных (переходных) структур земной коры заложил южно-африканский геолог **Алекс Дю Тойт** (1878 – 1948), который в книге *«Наши блуждающие континенты»*, изданной в 1937 году [5], пришёл к выводу, что *«...поворот Пиренейского полуострова в эоцене в направлении против часовой стрелки привёл к раскрытию Бискайского залива и вызвал сжатие (смятие в складки и надвигание) в Пиренеях»*, которое *«очень точно предвосхитило современные взгляды, основанные на значительно более полных данных»* [24, с. 165].

Действительно, в 1958 году известный австралийский геолог **У.Кэри**, явно развивая идеи А. Дю Тойта, приведённые выше, **предложил модель образования зоны раздвига – так называемого сфенохазма – Бискайского залива**, с одной стороны, и **зоны сжатия Пиренеев**, с другой, в результате поворота Иберийского блока земной коры примерно на 35° **против часовой стрелки** [8]. Эта модель позднее, в 1989 году, была подтверждена палинспастическими реконструкциями А. Гольдеано с соавторами [23, с.264] и палеомагнитными исследованиями [там же].

В 1961 году появилась работа итальянского геолога **М. Павони**, в которой была дана схема сдвиговых смещений Юрских гор, на которой сдвиги, особенно, левосторонние испытывают разворот *«снизу вверх – слева направо»*, т.е. **по часовой стрелки**: с юга (от Женевы) на север (к Безансону) и далее на восток – к Базелю.

Характерно, что это разворот сдвиговых структур в большем масштабе повторяет контуры Женевского озера, находящегося в дугообразной впадине, выпуклой в северном направлении.

По мнению М. Павони, *«само образование складчатости в породах мезозойского чехла Юры связано с движениями по сдвигам»* [1, с.140].

В 1976 году **А.В.Чекунов** опубликовал данные о *«раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена»* [25, с.123].

В 1983 году **В.К. Кучай** в 3-м номере журнала *«Геотектоника»* опубликовал статью *«Трансформация тектонических движений»*, в которой на примере *«зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню»* показал, что,

во-первых, *«Трансформация тектонических движений является одним из ведущих способов тектонического перераспределения масс земной коры и литосферы»* [7, с. 11],

во-вторых, *«Механизмы трансформации тектонических движений разнообразны»* [там же, с. 13],

в-третьих, *«Конечные результаты трансформаций, реализованных различными способами, настолько различны, что при интерпретации результатов парагенетического анализа структур следует специально изучать и учитывать механизм трансформации»* [там же],

в-четвёртых, «В конкретных условиях в соответствии с принципом наименьшего действия из всех теоретически возможных механизмов реализуется только тот, который при заданных краевых условиях требует минимальных энергозатрат» [там же].

По мнению В.К. Кучая, «трансформационные сдвиги», развитые вдоль Дарваз-Каракульского разлома и имеющие левостороннюю кинематику, огибают Памирское поднятие по дуге, имеющей субмеридиональное простирание на западе поднятия и СВ-е – на СЗ поднятия, т.е. здесь намечается правосторонний – *по часовой стрелке* – поворот Памирского поднятия, с одной стороны, и левосторонний – *против часовой стрелки* – поворот смежной с ним Таджикской депрессии, с другой, что в результате и может сопровождаться «латеральным выдавливанием блоков Таджикской депрессии» [там же, с. 10].

В 1989 году *Е.С. Пржиялговский* и *А.К. Басанин* опубликовали результаты моделирования механизма формирования *структур вращения в зонах сдвига* [13].

В контексте обсуждаемой проблемы особо следует сказать о монографии *М.Л. Коппа* «Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе», в которой предложен «новый вариант индентационной модели, основанный на признании *ротационных* (выделено мной – А.П.) *перемещений плит-инденторов*» [6, с. 2], и показано, что «структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском поясе» образованы, как правило, в результате вращения *инденторов*, т.е. жёстких блоков (типа Аравийского) *по* или *против часовой стрелки*, а само вращение инициируется за счёт неравномерного смещения по лево- или правосторонним сдвигам, ограничивающим конкретные *инденторы*.

При этом механизм вращения инденторов Альпийско-Гималайского региона может быть применён, как показано в данной работе, и для объяснения современного стиля движений более масштабного – планетарного –

Евразийского сегмента Земли.

– х –

Таким образом, приведённые выше примеры убедительно демонстрируют, что в земной коре наблюдаются особенные ряды структур: *вращения – растяжения – сжатия, вращения – сдвига, сдвига – вращения*, которые часто развиваются дистанционно, т.е. не контактируя друг с другом в пространстве земной коры, и, что очень важно, одновременно.

В результате этого отдельные элементы этих структурных рядов рассматриваются и изучаются, как правило, отдельно [1, 2, 4, 9, 20, 21, 26, 27], хотя, по существу, они должны и рассматриваться и изучаться, если так можно выразиться, в комплексе [3, 10 – 13], как структуры трансформационные, по терминологии В.К. Кучая, или *переходные (транзитивные)*, по терминологии, предлагаемой в данном докладе.

Можно полагать, что более внимательное изучение переходных структур, содержащих вращательную составляющую, может внести определённый вклад в преодоление некоторых противоречий современной геотектоники и геодинамики, на которые указывал В.Е. Хаин (1914 – 2009), рассматривая вопрос о том, «что является определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты, – внутренние, эндогенные, источники энергии или внешние по отношению к ней факторы» [22, с.324/325].

Среди этих факторов был указан: «прежде всего, *ротационный фактор, связанный с вращением Земли...*» [там же, с.325], на значение которого «давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание» [там же].

– х –

В последние годы активно обсуждаются [14 – 19] представители особого класса дизъюнктивных структур сжатия – *содвиги*, под которыми автор данного термина Л.М.

Расцветаев понимает дизъюнктивные структуры, «противолежащие крылья которых смещаются поперёк сместителя навстречу друг другу. Наряду с надвигами, сбросами, сдвигами и раздвигами – содвиги являются широко распространённым типом тектонических дизъюнктивов, характеризующимся вполне определёнными структурно-геологическими особенностями, кинематическими и тектодинамическими условиями формирования» [18, с. 349].

Вполне правомерно предположить, что содвиги вряд ли могут развиваться без сопряжённых с ними раздвигов, поэтому и эти структуры, вероятно, могут рассматриваться как переходные или транзитивные.

В заключение следует отметить, что ещё В.В. Белоусов (1907 – 1990), рассматривая «сочетания структурных форм» в своё время прямо указал, что «на одной и той же стадии развития, в одинаковых в целом физических условиях, возникали различные структурные формы, что обусловлено как неоднородностями среды и деформации, так и закономерным **переходом** (выделено мной – А.П.) одной формы дислокации в другую в процессе единого движения земной коры (например, переход пластической деформации в вязкий разрыв)» [2, с. 263].

Литература

1. Г.Д. Ажгирей Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348с.
2. В.В. Белоусов Структурная геология. М.: МГУ, 1971. 278с.
3. П.С. Воронов Ротационные силы земли как важнейший фактор её сдвиговой тектоники / Роль Сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. СПб: Наука, 1997. С. 421 – 435.
4. Р.В. Гирдлер Роль смещений и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива / Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 52 – 60.
5. Дю Тойт А. Наши блуждающие континенты. 1937.
6. М.Л. Копп Структуры латерального выжимания в Альпийско - Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
7. В.К. Кучай Трансформация тектонических движений // Геотектоника 1983, №3. С. 3 – 14.
8. У. Кэри В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 448с.
9. А.Е. Михайлов Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464с.
10. А.И. Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурирования земной коры Русской платформы / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Первые Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённые 90 - летию Г.П.Горшкова (1909 – 1984). М.: МГУ, 26 апреля 1999г. С.21 – 23.
11. А.И. Полетаев Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк, 2000. Вып. 5. 44с.
12. А.И. Полетаев Сдвигово - ротационная мотивация структурной эволюции Земли // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.104 – 107.
13. Е.С. Пржиялговский, А.К. Басанин О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига //Изв. ВУЗов Геология и разведка, 1989, №6, С. 12 – 20.
14. Л.М. Расцветаев Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1973. Вып. 5. С. 57 – 107.
15. Л.М. Расцветаев Структуры содвижения (особенности строения и условия формирования) / Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 102 – 103.
16. Л.М. Расцветаев Содвиговые структуры литосферы и новейшая геодинамика коллизионных зон // Материалы XXI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1996. С. 116 – 118.
17. Л.М. Расцветаев Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур / Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136 – 140.
18. Л.М. Расцветаев О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики / Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН

2002. С. 333 – 373.
19. Л.М. *Расцветаев*, Т.О. *Фёдоров* Тектоническая структура осевого пояса Урала: содвиговая модель / Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты (материалы совещания). М.: ГЕОС, 1998. Т.2. С. 106 – 108.
 20. *Ротационные процессы в геологии и физике*. М.: КомКнига, 2007. 525с.
 21. Э.У. *Спенсер* Введение в структурную геологию / Пер. с англ. А.А. Козырева и Р.Е. Соркиной. Под ред. д-ра геол.- мин. наук Ю.Е. Погребницкого – Л.: «Недра», 1981. 367с. Пер. изд.: США, 1977.
 22. В.Е. *Хаин* Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления / Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XI Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С.324 – 329.
 23. В.Е. *Хаин*, М.Г. *Ломизе* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560с.
 24. Э. *Хэллем* Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216с.
 25. А.В. *Чекунов* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геологический журнал, 1976. Т.36, №1. С. 123 – 127.
 26. Е.С. *Штенгелов* О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Беньофа // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240, №4. С. 922 – 925.
 27. В. *Ярошевский* Тектоника разрывов и складок / Пер. с польского Е. Федака. Под ред. доктора геол. – мин. наук А.Е. Михайлова. М.: Недра, 1981. 246с.

МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ**Палымский Б.Ф.***Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан
(palymsky@neisri.ru)*

Стратифицированные образования северо-охотского региона представлены преимущественно меловыми вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами, принадлежащими Охотскому и Пенжинскому отрезкам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и структурам его основания – Яно-Колымской системе (ЯКС) Верхояно-Колымской области и Кони-Тайгоносской системе (КТС) Корякско-Камчатской области. Несмотря на близость к наиболее освоенным и, в связи с этим, достаточно хорошо изученным районам «золотой Колымы», в расшифровке геологического строения этой территории сохраняется немало неясностей и проблемных вопросов. Что собой представляет гигантский по протяженности и объему вулканических продуктов Охотско-Чукотский пояс, занимающий пограничное положение между ЯКС и КТС? Где проводить его нижнюю (да и верхнюю) возрастную границу? Каковы изменения вулканической деятельности по латерали и в вертикальном разрезе? - и т.д и т.п. Ответы на некоторые из поставленных вопросов получены при составлении легенды Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты миллионного масштаба и подготовке Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения.

Прежде всего, выполнена генерализация единиц картографирования, используемых при съемках среднего и крупного масштабов [10,11], многочисленные толщи и свиты объединены в более крупные подразделения (серии, подсерии [4]). Это позволило определить формационный состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ [5,6], уточнить границы между геологическими формациями, выделить

закономерные латеральные и вертикальные ряды формаций и, таким образом, наметить характерные формационные комплексы. По закономерностям вещественного состава и направленности эволюционного развития выделено шесть формационных комплексов, примерно соответствующих стратиграфическим сериям; три из них (охотский, эвенский и янский комплексы) принадлежат ОЧВП, остальные (тауйский, хасынский и омсукчанский) – структурам его основания.

Тауйский комплекс высокоглиноземистых базальтов выделен Е.Г. Песковым для КТС в качестве тауйской серии [7], слагающей верхнюю часть разреза Кони-Тайгоносской системы в основании внутренней зоны ОЧВП. Комплекс начинается толщей весьма характерных высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов с подчиненным количеством туфогенно-осадочных пород (сигланская свита), несогласно перекрывающей позднеюрские отложения. Выше, через мощную пачку грубообломочных пород, залегают лавы и туфы андезитов, андезибазальтов и базальтов, реже отмечаются пачки лав и туфов кислого состава. По преобладанию основных вулканитов тауйская серия может быть отнесена к базальтовой формации, или, по Г.М. Сосунову [8], – к формации высокоглиноземистых базальтов общей мощностью 5500-7000 м. Немногочисленные остатки фауны и флоры свидетельствуют о раннемеловом (возможно с верхней волги) возрасте отложений.

Хасынский осадочно-вулканогенный комплекс, вероятно, является возрастным аналогом тауйского. Е.К. Устиевым [9] было высказано мнение, что «заложение Охотского пояса как самостоятельной геотектонической провинции относится к

позднеюрскому-раннемеловому времени» (с. 165). Автор придерживается альтернативной позиции, считая хасынский комплекс принадлежностью основания пояса в его внешней (по В.Ф. Белому [1]) зоне. Здесь преобладают зеленокаменно измененные пироксен-амфиболовые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы, присутствуют туфы и туффиты умеренно кислого состава, мощные пачки угленосных осадочных пород, содержащие обильные отпечатки неокомовой флоры. Мощность комплекса не превышает 1400 м. Набор характерных ассоциаций горных пород позволяет отнести его к палеотипной базальт-андезитовой формации.

Омсукчанский молассовый комплекс включает существенно грубообломочные угленосные отложения, широко распространенные в наложенных на ЯКС межгорных впадинах и прогибах. Наиболее полно комплекс представлен в Балыгычано-Сугойском прогибе в качестве омсукчанской серии общей мощностью 5500-7000 м. В его основании залегают вулканы аскольдинской и арылахской свит, которые иногда объединяются в самостоятельную дукатскую серию мощностью 1500-2000 м. В составе аскольдинской свиты, с резким несогласием перекрывающей подстилающие образования, преобладают лавы, лавобрекчии и игнимбриты калиевых риолитов с линзами осадочных пород, содержащих остатки аптских растений. В разрезе вышележащей арылахской свиты чередуются примерно в равных соотношениях пачки осадочных пород (алевролиты, аргиллиты, реже грубообломочные породы) с покровами лав и туфов трахибазальтов. Собственно омсукчанская серия по особенностям состава делится на ряд свит, сложенных преимущественно песчаниками и алевролитами с пластами каменного угля (от 1 до 8 м), по всему разрезу отмечаются также гравелиты и конгломераты. По характерному парагенезису пород эта толща отвечает типичной угленосной молассовой формации. Исключительно богатый набор растительных остатков позволяет

датировать возраст комплекса поздним аптом – альбом.

Более сложное строение имеет охотский андезит-риодацитовый комплекс. В его основании повсеместно прослеживается вулканогенно-молассовая формация, достигающая наибольшей мощности в краевых впадинах на границе с ОЧВП. Она характеризуется большой фациальной изменчивостью, значительными колебаниями мощности (от первых десятков до полутора тысяч метров) при выдержанном наборе пород – конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы среднего и умеренно кислого состава, присутствуют пласты каменного угля. Выше согласно или с небольшим перерывом залегают пироксен-амфиболовые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы, переслаивающиеся с пачками осадочных пород. Общая мощность вулканических толщ, принадлежащих типичной андезитовой формации, составляет 400-1300 м. Верхняя часть комплекса (200-800 м) образована залегающими согласно или с местным перерывом породами риодацитовый формации – туфами, лавами и игнимбритами дацитов, риодацитов, реже риолитов. Таким образом, вулканогенно-молассовая, андезитовая и риодацитовая формации общей мощностью от 1000 до 3000 м образуют единый гомодромный цикл. Возраст комплекса по находкам ископаемой флоры и радиохронологическим данным охватывает ранний альб - ранний сеноман.

Эвенский андезит-риолитовый комплекс залегает на подстилающих несогласно, местами без видимого несогласия, и как бы повторяет охотский, образуя более молодой вулканический цикл с такой же гомодромной последовательностью. В низах разреза обычно прослеживаются базальные грубообломочные слои мощностью от первых десятков до 500 м. Выше залегает сравнительно однообразная по составу толща двупироксеновых андезитов, андезибазальтов, их туфов (200-900 м) при участии базальтов и прослоев туфогенно-

осадочных пород. Растительные остатки указывают на сеноман-туронский возраст вулканитов. Выше несогласно, местами без видимого перерыва, залегают игнимбриты и туфы риолитов, трахириолитов, при участии туфоалевролитов, туфопесчаников (400-1500 м), содержащие остатки ископаемой флоры туронского – коньяк-туронского облика. Радиохронологические датировки укладываются в интервал 95-85 млн. лет [2]. Вулканические накопления нижней части комплекса принято относить к андезито-базальтовой формации [2] или к формации двупироксеновых андезитов [8], верхней – к риолитовой.

Янский базальтовый комплекс, завершающий формирование Охотско-Чукотского пояса, представлен характерными полого залегающими покровами (базальты-плато) оливиновых и двупироксеновых базальтов, андезибазальтов, гиперстеновых андезитов, несогласно перекрывающих подстилающие образования. Значительно реже в составе комплекса отмечаются туфы; в основании иногда присутствуют конгломераты, в верхней части появляются прослойки и линзы игнимбритов, туфов и кластолав риолитов, чаще в виде субвулканических тел, что дает основание некоторым исследователям выделять контрастную риолит-базальтовую формацию. Мощность комплекса составляет первые сотни, редко достигая 1000 м. Возраст комплекса по растительным остаткам отвечает позднему турону – кампану, по радиологическим данным составляет 83-78 млн. лет [2]. Существует точка зрения, что янский комплекс входит в состав самостоятельного более молодого Хакаринско-Энмываамского вулканогенного пояса [3].

Итак, стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования северного Приохотья образуют шесть формационных комплексов, составляющих две крупные группы. Первая группа – комплексы, составляющие основание ОЧВП и фиксирующие конечные стадии развития Яно-Колымской (хасынский и омсукчанский комплексы) и Кони-Тайгоносской (тауйский комплекс)

систем. Тауйский комплекс образовался в морских и континентальных условиях, представлен формацией высокоглиноземистых базальтов и четко наследует предшествующий вулканизм этой зоны, формируя вместе с более древними толщами единую длительно развивающуюся область среднего-основного вулканизма. Хасынский комплекс палеотипных базальтов-андезитов, напротив, резко отличается по составу от более древних, существенно терригенных толщ ЯКС, залегают на них с отчетливым несогласием, образовался в континентальных условиях и содержит многочисленные пачки вулканогенно-осадочных пород с угленосными пластами. Вместе с тем у них имеются и определенные черты сходства: оба комплекса слабо дифференцированы, преобладающие в целом продукты основного и среднего вулканизма иногда чередуются с кислыми туфами и лавами. Омсукчанский молассовый комплекс завершает развитие ЯКС, однако возможные его аналоги имеются и в КТС (мэлдекская свита тауйского комплекса).

Последующие три комплекса отвечают становлению и эволюции Охотско-Чукотского пояса. Нижняя граница вулканических накоплений пояса четко отбивается по появлению вулканогенно-осадочной молассовой формации аптальбского возраста, с резким угловым несогласием перекрывающей все более древние отложения; лишь в пределах существовавших к моменту образования ОЧВП межгорных впадин и прогибов, типа Балыгычано-Сугойского, иногда сохранялся унаследованный режим осадконакопления. Границы между комплексами обычно изохронны, отражают структурные перестройки при формировании вулканогенного пояса и, как правило, выражены региональными несогласиями; внутри комплексов иногда отмечаются внутрiformационные перерывы и выпадение отдельных частей разреза. Каждый формационный комплекс образует законченный вулканический цикл, с четкой дифференциацией продуктов вулканизма от

основных в начале цикла до кислых в его верхней части; резкость переходов возрастает от цикла к циклу и в завершающем разрез ОЧВП янском комплексе выражена в образовании контрастной риолит-базальтовой формации.

Формационные комплексы объединяют стратиграфические подразделения не только (и не столько) в вертикальном разрезе, но и по простиранию. Примечательна при этом поразительная выдержанность петрографического состава и структурных отношений внутри комплексов при обилии структурно-фациальных зон и выделенных в их пределах при средне- и крупномасштабном картировании многочисленных свит и толщ. Существуют некоторые парадоксы в возрастной привязке вулканогенных образований, как подразделений местной шкалы, так и формационных комплексов и Охотско-Чукотского пояса в целом. Возрастные датировки толщ, приводимые разными авторами по остаткам ископаемой флоры, испытывают значительные колебания (вплоть до отделов), и не коррелируются с данными определений возраста методами изотопной геохронологии. Достаточно надежным представляется путь систематизации родственных свит и толщ в более крупные таксоны и формационные группы – серии, формационные комплексы. Так, проведенный на этой основе анализ показывает, что вариации возраста по палеонтологическим данным обусловлены чаще всего различиями во взглядах определителей флоры, временем сбора и неполнотой коллекций, а по данным изотопной геохронологии – недостатками самих методов, в первую очередь, недооценкой факторов, влияющих на поведение элементов в зависимости от времени и окружающей среды.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
3. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловые магматические серии и рудоносность Охотско-Чукотской области //Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16-19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С.177-179
4. *Палымский Б.Ф.* Вулканические серии Северного Приохотья/Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии //Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку Азии (Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.14-16
5. *Палымский Б.Ф.* Меловые вулканические формации Северного Приохотья/Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16-19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 249-251
6. *Палымский Б.Ф., Штикерман В.И.* Позднемезозойские группы и формации Северного Приохотья //Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики: Материалы Всероссийского совещания (Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003б. Т.2. С.133-135
7. *Песков Е.Г.* Стратиграфия меловых образований Тауйской вулканической зоны//Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан: ОНТИ СВКНИИ, 1975. С.125-129
8. *Сосунов Г.М.* Аккумулятивные формации//Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий, масштаб 1:500000. Объяснительная записка. Магадан: ПНТИ СВПГО, 1986. Ч.1. С. 25-65
9. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций//Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.:Изд-во АН СССР, 1963. С.161-182
10. *Штикерман В.И., Палымский Б.Ф.* Принципы выделения вулканических серий на Государственной геологической карте масштаба 1:1000000 третьего поколения //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го

регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.61-64

11. Штикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии серии листов//Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104-108

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РАЙОНИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия
(geoskubsu@mail.ru)

1. История и постановка вопроса

Скопления нефти и газа подразделяются на *локальные* и *региональные*. Если с локальными скоплениями имеется полная ясность в принципах их обособления, то с региональными налицо разноранговость в понимании терминологии. Вопросы возникают даже в отношении самых крупных скоплений, которые называются то *нефтегазоносными провинциями*, то *бассейнами*. Так, например, Успенская Н.Ю. и Табасаранский З.А. [1] связывают провинции с *разноранговыми* объектами тектоники: платформами (древними и молодыми), *внутриплатформенными* впадинами (Западно-Сибирской, Северо-Германской), *грабенами* (Днепровско-Донецким, Суэцким, Рейнским), *окраинными впадинами* (Ангари-Ленской, Виллюйской), *глубокопогруженными впадинами* (Прикаспийской, Примексиканской и др.). Внутри *провинций* выделяются *нефтегазоносные области* и *районы*. Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. [2] для обозначения самых крупных скоплений используют термин *нефтегазоносные бассейны*, в которых скопления приурочены к платформенным впадинам, предгорным прогибам, межгорным впадинам. Бакиров А.А. [1] среди нефтегазоносных *провинций* различает платформенные, переходные зоны (краевые и предгорные впадины) и складчатые области.

Даже в работах корифеев тектоники нефтегазоносных областей Хаина В.Е. [12] и Косыгина Ю.А. [6] не находим четкого соответствия между понятиями *нефтегазоносная провинция* и соответствующими им по рангу тектоническими элементами земной коры.

2. Систематика структур земной коры как основа районирования нефтегазоносности

В основу легли принципы тектонического районирования, заложенные школой Архангельского – Шатского, в соответствии с которыми *тип структуры* земной коры определен как *слоистый*, когда тела находятся в отношениях *последовательности* залегания (выше, ниже) и в отношениях *одинаковости* их положения в пространстве (на одном стратиграфическом уровне).

Классическая модель Архангельского-Шатского построена в 1933 г., когда они впервые составили «Тектоническую схему СССР» не на основе гипотез (контракции, дрейфа материков, пульсации и других), как это было до них, а на основе *структурно-вещественных признаков* (наблюдаемых геологических тел и отношений между ними в вертикальном и латеральном направлениях). С тех пор в качестве основных структурных элементов земной коры континентов выделяют *платформы* разного типа (древние и молодые) и *пограничные структуры* между ними (краевые прогибы). Принципы, заложенные в модели Архангельского – Шатского, реализовались составлением серии хорошо известных региональных и международных карт. Кроме тектонических карт континентов отечественными учеными составлены карты океанов и морей. Наиболее известны «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» под редакцией Пушаровского Ю.М. и Удинцева Г.Б. (1970 г.); «Тектоническая карта Северного Ледовитого океана и сопредельных

территорий» под редакцией Погребницкого Ю.Е. (1983 г.) и др.

Циклитовая модель слоистой структуры земной коры [9] является усовершенствованной моделью Архангельского – Шатского за счет выделения нового типа *юных платформ*. *Циклиты* – это разноранговые геологические тела со структурой, в которой наблюдается повторение в пространстве *сочетаний одноранговых элементов*: в минералах – химических элементов (элементарные ячейки); в породах – минералов (парагенезы); в формациях – пород (парагенерации) и т.д.

Занимаясь *систематикой структур земной коры* и тектоническим картографированием авторам удалось показать, что *циклитом* является и земная кора [7]. Циклитовая модель отражает соотношения понятий *площадного* (по горизонтали) и *объемного* тектонического районирования. Элементами площадного районирования выступают традиционно выделяемые *континентальные, переходные и океанические* области. Континенты слагаются областями складчатости (от архейских до кайнозойских) и областями плит (древних, молодых). Зоны перехода включают плиты окраинных и внутренних морей, островные дуги и желоба. Океанические области представлены подвижными океаническими поясами (георифтогеналями и океаническими плитами – талассопленами).

Элементами объемного районирования (в разрезе земной коры) выступают *геологические комплексы*, среди которых четко обособляются *трехчленные ритмы*, которые вслед за М.В. Муратовым названы «главными платформообразующими комплексами» [7]. В стратиграфической последовательности они *непрерывно* сменяют друг друга, представляя собой *платформы* (древние, молодые и юные). Таким образом, платформы – это набор последовательно залегающих главных комплексов (снизу вверх): *геосинклинальных, орогенных и плитных*, занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе

земной коры. Например, в *древних платформах* они располагаются в интервале протерозой – средний палеозой и на тектонических картах закрашиваются тонами красного и розового цветов (области докембрийской складчатости).

В *молодых платформах* такой же набор комплексов, такая же последовательность, но их стратиграфическое положение иное, чем у древних платформ: главный геосинклинальный комплекс – нижне-среднепалеозойский, орогенный комплекс – верхнепалеозойский – мезозойский. На тектонической карте молодые платформы обозначаются темно синими (байкалиды), сиреневыми (каледониды), коричневыми (герциниды) и серыми (плиты молодых платформ) тонами красок.

Над главными комплексами в платформах могут располагаться плитные и орогенные комплексы соседствующих тектонических областей, которые вслед за В.Е. Хаиным [13] можно назвать *эпиплатформенными* (от греч. *эпи* – над) комплексами. Под главными комплексами находятся комплексы *основания*. Особенностью эпиплатформенных комплексов и комплексов основания является то, что они отделены от главных стратиграфическими перерывами.

Элементами платформ в плане являются *щиты и плиты*. Щиты – это области *выхода на поверхность* комплексов основания, геосинклинальных и орогенных комплексов (Балтийский, Уральский, Казахстанский и другие щиты). Другими словами, щиты – это *области складчатостей* (докембрийской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской). Принадлежность области складчатости к щиту платформы определяется по стратиграфическому положению слагающих их комплексов. Области докембрийской складчатости – это щиты древних платформ; байкалид, каледонид и герцинид – это щиты молодых платформ; мезозоид и альпид – это щиты юных платформ.

Плиты – это области развития плитных комплексов (Русская, Восточно-Сибирская, Западно-Сибирская и другие

плиты). Там, где щиты и плиты разных платформ (древних и молодых, молодых и юных) соседствуют друг с другом, возникают *пограничные* структуры, которые слагаются разнотипными комплексами соседствующих платформ (Предуральский, Предкавказский, Предверхоанский и другие прогибы).

Древние и молодые платформы фигурируют в классической модели Архангельского – Шатского. Что же касается юных платформ, то они появились в систематике структур земной коры после тектонического картографирования Дальнего Востока [7, 8]. Удалось показать, что окраинные и внутренние моря по своей тектонической природе представляют *плиты юных платформ*, а мезозойско-кайнозойские складчатые области выступают их *щитами*. Название юные платформы дано нами вслед за Р.Г. Гарецким [4], который не отрицал возможности обособления юных платформ в систематике структур земной коры.

Под внутренними морями также располагаются плиты юных платформ (Черноморская, Южно-Каспийская), а обрамляющие их кайнозоиды (Крымско-Кавказская складчатая область) выступают щитами этих платформ [2].

Предлагаемый авторами тектонический принцип нефтегазового районирования сводится к подразделению территории России на три типа платформ с их щитами и плитами. К древним относятся Восточно-Европейская платформа (с Балтийским, Украинским щитами и Русской плитой); к молодым – Центрально-Евразийская платформа (с Уральским, Казахстанским щитами и Западно-Сибирской, Скифско-Туранской, Печерско-Баренцевоморской плитами); к юным – Средиземноморская и Тихоокеанская платформы (с Кавказско-Крымским и Верхоянско-Чукотским щитами и Черноморской, Южно-Капийской, Охотоморской плитами).

Нефтегазоносным провинциям должны соответствовать однотипные элементы платформ. К таковым относятся их *плиты*, по названию которых и

определяются провинции. Ярким примером являются Западно-Сибирская, Скифско-Туранская, Печерско-Баренцевоморская и другие провинции. К элементам более низкого ранга относятся *нефтегазоносные области*. По логике принципы тектонического районирования должны соответствовать элементам платформ более низкого ранга. Действительно, плиты состоят из *антеклиз* и *синеклиз*, которым и должны соответствовать нефтегазоносные области. Например, на Русской плите выделяются Волго-Уральская антеклиза и Прикаспийская синеклиза. Принципу соответствия антеклиз и синеклиз нефтегазоносным областям должны соответствовать антеклизы и синеклизы всех платформ. В реальности такого соответствия не наблюдается. Нами предпринята попытка найти это соответствие и в других нефтегазоносных провинциях, в частности, на примере Черноморско-Каспийского региона [12].

Кроме антеклиз и синеклиз в пределах плит на их границах с другими платформами выделяются *пограничные структуры* – периплатформенные и краевые прогибы. Поэтому они также должны соответствовать нефтегазоносным областям. *Краевые прогибы* – это системы впадин и поднятий вдоль щитов платформ. Ярким примером служит Предуральский прогиб вдоль Уральского щита, в котором наблюдается чередование впадин (Соликамская, Печерская, Роговская и др.) и поднятий (Уралтаусское Башкирское и др.). Такой четкости в понимании Предкавказского прогиба уже не имеется, хотя вдоль Кавказского щита также наблюдается чередование впадин (Западно-Кубанская, Терско-Каспийская) и поднятий (Минераловодский выступ). Поэтому мы попытались внести единообразие в определение понятия *краевой прогиб* и соответствие его понятию *нефтегазоносная область*.

3. Основные нефтегазоносные области России

Итак, в пределах России располагаются следующие *нефтегазоносные провинции*: Баренцево-

Печерская, Русская, Скифско-Туранская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская и Охотоморская соответствующие названиями *плит* древних, молодых и юных платформ. В пределах каждой из провинций располагаются *нефтегазоносные области* соответствующие *антеклизам, синеклизам* и *пограничным структурам* (рис. 1). Назовем наиболее перспективные области.

Восточно-Баренцевоморская область (1а на рис. 1) соответствует синеклизе Баренцевоморской плиты, в пределах которой наблюдается наибольшая концентрация нефтегазоносных структур, самой перспективной из которых является Штокманское газоконденсатное месторождение (ШГКМ).

Волго-Уральская область (2 на рис. 1) – это хорошо известная область развития нефтяных и газовых месторождений, связанных с Волго-Уральской антеклизой. Активное освоение которой продолжается.

Прикаспийская область (4 на рис. 1) – это область развития нефтяных и газовых месторождений, связанных с Прикаспийской синеклизой, в которой открыто уникальное по запасам Астраханское газоконденсатное месторождение (АГКМ).

Предуральская область (3 на рис. 1) в структурном отношении соответствует Предуральскому краевому прогибу. Перспектива её развития связывается с обнаружением поднадвиговых месторождений в прилегающем к Уралу борту прогиба [13].

Северо-Тюменская (Уренгойская) (5 на рис. 1) и *Среднеобская* (6 на рис. 1) области соответствуют Уренгойской синеклизе и среднеобской антеклизе Западно-Сибирской плиты.

Ангаро-Ленская (7 на рис. 1) и *Лено-Вилуйская области* (8 на рис. 1) соответствуют краевому прогибу и синеклизе Сибирской плиты.

Сахалинская область (14 на рис. 1) соответствует Восточно-Сахалинскому краевому прогибу Охотоморской плиты, заложившемуся на месте Восточно-Сахалинского жёлоба.

Названия областей 9–13 показаны на рис. 2.

4. Нефтегазоносные области Черноморско-Каспийского региона

В тектоническом отношении Черноморско-Каспийский регион расположен в пределах Скифско-Туранской нефтегазоносной провинции соответствующей одноименной плите Центрально-Евразийской молодой платформе. Для однозначного понимания региональных скоплений нефти и газа ранга *областей* авторы составили схему тектонического районирования Скифской плиты, на которой четко обособляются следующие структурные элементы: Карпинско-Мангышлакская и Ставропольская антеклизы, Западно- и Восточно-Предкавказские синеклизы, Предкавказский краевой прогиб, состоящий из Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин с разделяющих их Минераловодским выступом (рис. 2).

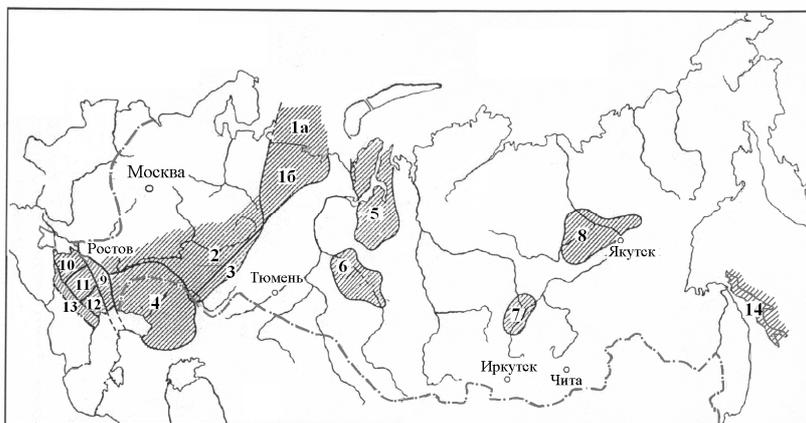


Рис. 1. Схема перспективных нефтегазоносных областей России

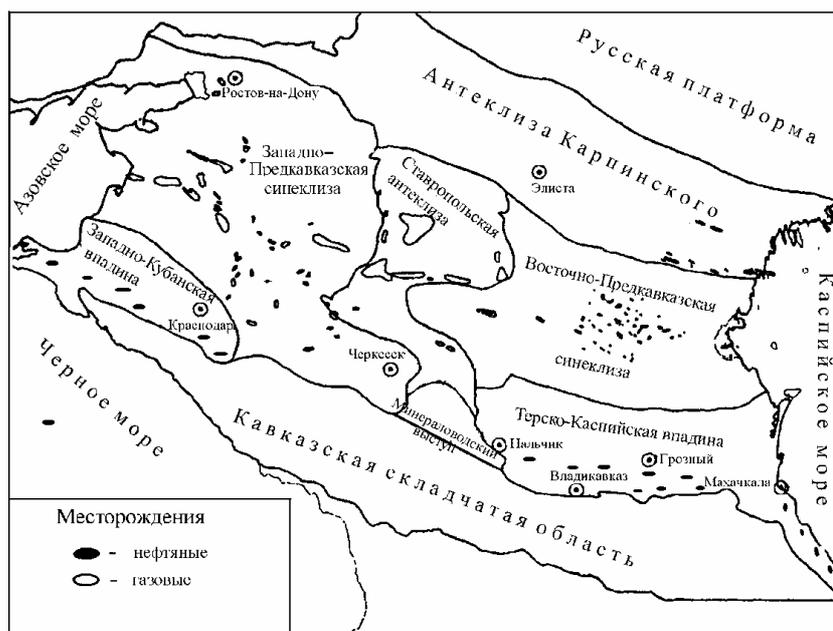


Рис. 2. Схема тектонического районирования Предкавказья

Думается, что предлагаемый тектонический принцип районирования нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона позволит более надежно прогнозировать новые нефтегазоносные объекты в пределах обозначенных нефтегазоносных областей. На тектоническом принципе должно осуществляться и преподавание раздела «Нефтегазоносные провинции и области» в курсе «Геология нефти и газа».

Работа выполнена в рамках проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. Бакиров А.А. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности. М.: Недра, 1973. 344 с.
2. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.
3. Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965. 250 с.
4. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 210 с.
5. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
6. Косыгин Ю.А. Тектоника нефтегазоносных областей. Т. 2. М.: ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. 580 с.
7. Соловьев В.А. Тектоника континентов. Хабаровск: Наука, 1975. 300с.
8. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры. // Сб. статей «Вопросы общей и теоретической тектоники». Хабаровск: Наука, 1974. С. 5–15.
9. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры. // Области тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XI тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С. 222–225.
10. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы (объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000). Под ред. Хаина В.Е., Попкова В.И. Краснодар: 2009. 345 с.
11. Успенская Н.Ю., Табасаранский З.А. Нефтегазоносные провинции СССР. – М.: Недра, 1966. 483 с.
12. Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 680 с.
13. Хаин В.Е. Общая геотектоника М.: Недра, 1973. 500 с.

НОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР АКАДЕМИК В.Е. ХАИН)**Попков В.И.***Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия
(geoskubsu@mail.ru)*

Черноморско-Каспийский регион относится к числу старейших нефтегазодобывающих регионов России. Здесь разведано и введено в разработку несколько сотен месторождений нефти и газа, достаточно активно ведется поиск новых скоплений углеводородов. В его пределах находятся нефтегазоносные области Кубани и Чечено-Ингушетии, которые являлись родиной нефтедобывающей промышленности России и долгое время (вместе с Азербайджаном) ее основной базой. Позднее они пополнились газодобывающими районами равнинных площадей Краснодарского и Ставропольского краев, Калмыкии, а в относительно недавнее время в центре внимания нефтяников и газовиков оказалась акватория Северного и Среднего Каспия, где были сделаны крупные открытия новых месторождений углеводородов.

Высоко оцениваются перспективы нефтегазоносности акваторий Азовского и Черного морей в границах экономической зоны России. Можно утверждать также, что и континентальная часть региона не исчерпала свои возможности в этом отношении. Связаны они с освоением более глубоких стратиграфических уровней осадочного чехла и складчатого основания, с нетрадиционными типами коллекторов и ловушек, с использованием возросших возможностей геофизических методов. Все эти обстоятельства обусловили желательность и необходимость составления и издания новой тектонической карты, охватывающей весь Каспийско-Черноморский регион и учитывающей накопленную к настоящему времени обширную геолого-геофизическую

информацию о глубинном строении этой достаточно сложно построенной территории.

В 1996 г. в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, ныне присоединенному к Геологическому институту РАН, под общим руководством В.Е. Хаина была начата работа по составлению тектонических карт масштаба 1 : 2 500 000 окраинных и внутренних морей России. В конце 90-х годов начались работы по Каспийскому морю, к которым были привлечены ведущие специалисты пяти прикаспийских государств. В итоге в 2003 г. вышли в свет Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления (рис. 1) и объяснительная записка к ней [1, 2]. В 2006 г. они были изданы на английском языке [16, 17]. Промежуточные результаты активно публиковались в научной печати [6-9, 19, 20].

Были охарактеризованы важнейшие геоструктуры, основные черты тектонического развития, нефтегазоносность и сейсмичность Каспийского региона. Показано, что Каспийское море и его непосредственное обрамление составляют одноименный нефтегазоносный бассейн, один из крупнейших в мире, входящий в состав Баренцево-Каспийского пояса нефтегазоносности. Этот мегабассейн, вытянутый в меридиональном направлении, состоит из трех осадочных бассейнов, разделенных поперечными широтными порогами – Северо-Каспийского, Средне-Каспийского и Южно-Каспийского. Их гранитно-метаморфический фундамент омолаживается с севера на юг, от раннедокембрийского на севере до раннекиммерийского на юге. Он образован

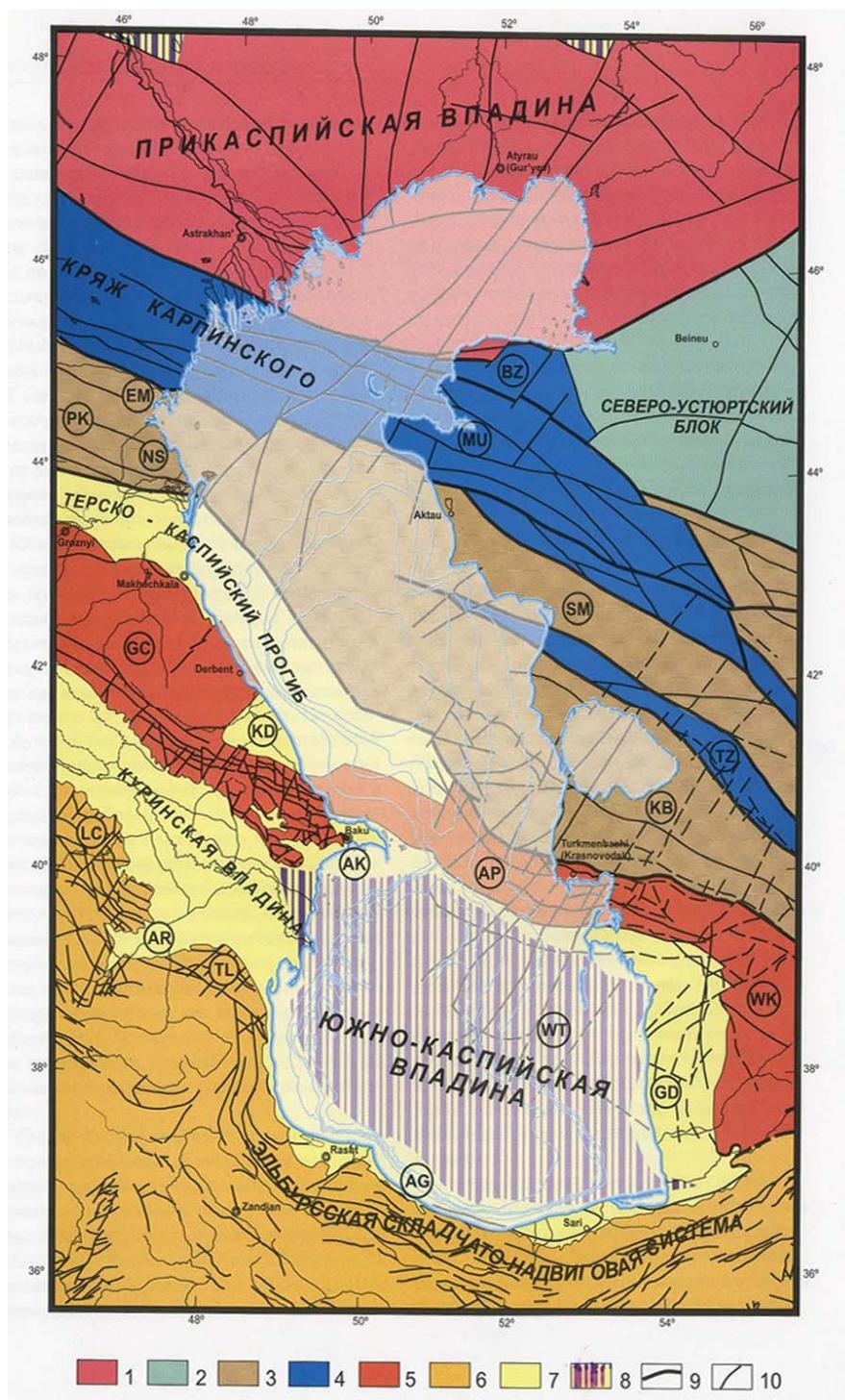


Рис. 1. Схема тектонического районирования Каспийского региона [1].

Фундамент платформенных областей (1-4): 1 – раннедокембрийский, 2 – байкальский, 3 – герцинский, 4 – раннекеммерийский; альпийские складчато-покровные системы (5,6): 5 – Большой Кавказ и Копетдаг, 6 – Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс; 7 – передовые прогибы и впадины; 8 – впадины с корой океанического типа; 9 – разрывные нарушения, соответствующие границам крупных структур; 10 – прочие важные разрывы. Важнейшие структуры (буквы в кружках): BZ – Бузачинский свод, MU – Мангышлакско-Центрально-Устьуртская зона, SM – Южно-Мангышлакско-Устьуртская система прогибов, TZ – Туаркырская зона, KB – Среднекаспийско-Карабогазская антеклиза, EM – Восточно-Маньчжурский прогиб, PK – Прикумская система поднятий, NS – Ногайская ступень, GC – складчатая система Большого Кавказа, KD – Кусаро-Дивичинский прогиб, AP – Апшероно-Прибалханская зона, WK – Западно-Копетдагская зона, LC – складчатая система Малого Кавказа, AR – Нижне-Араксинский прогиб, TL – Талышская зона, AG – Эльбурско-Горганский передовой прогиб, WT – Западно-Туркменский прогиб, GD – Гограндаг-Окаремская зона.

в переходной зоне от южного края Восточно-Европейского кратона – древнего континента Балтика – до океанского бассейна Тетис. Соответственно Каспийская мегавпадина наложена на Восточно-Европейскую древнюю, Скифско-Туранскую молодую платформы, Альпийско-Гималайский подвижный пояс. В составе каждой из этих тектонических областей выделены структурные зоны подчиненного порядка.

Возраст осадочного чехла охватывает весь фанерозой и, возможно, верхнюю часть протерозоя в Северном Каспии, юру, мел и кайнозой в Среднем Каспии, олигоцен-голоцен в Южном Каспии. Пермь и триас в Среднем Каспии, юра, мел и нижний палеоген в Южном частично входят в складчатое основание бассейнов, частично в их чехол. Соответственно варьирует и стратиграфический диапазон нефтегазоносности – от девона до палеогена в Северном Каспии, от триаса до миоцена в Среднем Каспии, от мела до эоценов в Южном Каспии.

В 2008 г. была закончена работа по составлению тектонической карты, охватившей весь Черноморско-Каспийский регион, и Объяснительной записки к ней (главные редакторы В.Е. Хаин и В.И. Попков). Работа над картой и Объяснительной запиской проводилась большим коллективом специалистов разных организаций. В связи с возникшими у Виктора Ефимовича затруднениями, Объяснительная записка была издана в Кубанском государственном университете [12]. Судьба подготовленной к изданию карты и «английского» ее варианта остаются неопределенными. На рис. 2 приведен ее «книжный» вариант.

В результате работы над картой предложена новая палеогеодинамическая модель развития юга Восточно-Европейского кратона или, традиционно, платформы (ВЕП) и прилегающих к ней районов Предкавказья, Черного и Каспийского морей, Крыма и Кавказа. Согласно принципам актуализма, здесь выделяются палеогеодинамические режимы и закономерные их смены, аналогичные современным.

Палеомагнитные реконструкции, сделанные в лабораториях разных стран, структурные палинспастические реконструкции и анализ литодинамических комплексов в южном обрамлении ВЕП однозначно доказывают существование крупных палеоокеанов, которые полностью субдуцированы, а также древних микроконтинентов и островодужных террейнов ныне объединенных в единый кратон. Основу современного структурного плана региона составляют разновозрастные наклонные коллизионные швы-сутуры: Донецкая (Р-Т), Северокрымская (С-Р), Предгорная (J-K) и, расположенная в южном ограничении ВЕП, неоген-четвертичная [3, 5, 11, 13, 15]. Магматические комплексы юга ВЕП приурочены к активным окраинам, вдоль сутур по их падению и к рифтогенно-спрединговым зонам. В регионе выделяются 5 полных и не завершенных циклов развития (PR, PZ₁₋₃, D₂-T₁, T₃-K₁, K₂-Q), которые не всегда коррелируются с глобальными эпохами тектогенеза.

Помимо тектонических вопросов в монографии изложены сведения о сейсмичности и нефтегазоносности региона, публиковавшиеся также и в научных журналах [2-5, 10-15, 18].

Необходимо отметить, что сложность тектонического строения и истории развития такого обширного региона не дают объективной возможности однозначно судить о некоторых их особенностях. Это касается, в частности, четырех важных вопросов. Во-первых, речь идет о границе между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформами. Во-вторых, относительно возраста фундамента Скифской и частично также смежной Туранской платформы; этот вопрос отчасти связан с первым. В-третьих, это вопрос о соотношении и связи структур Крыма и Кавказа по разные стороны Азовского моря и Керченского пролива. И, наконец, в-четвертых, аналогичный вопрос существует и относительно структур Кавказа и Закаспия. В связи с нерешенностью этих вопросов и в карте, и

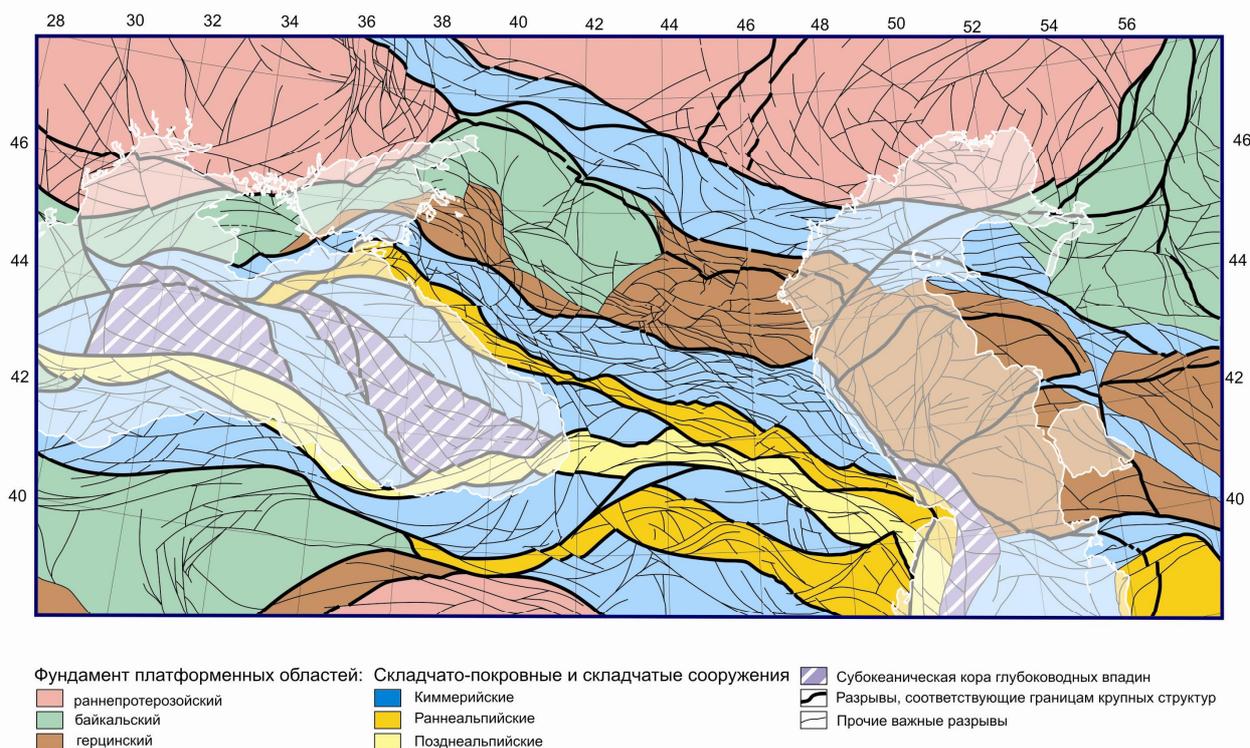


Рис. 2. Схема тектонического районирования фундамента Черноморско-Каспийского региона [12].

в тексте Объяснительной записки могут обнаружиться некоторые нестыковки, вызванные различиями во взглядах отдельных авторов смежных разделов.

Мы надеемся, что составленные тектонические карты, учитывающие новый геолого-геофизический материал, накопленный к настоящему времени по Черноморско-Каспийскому региону, позволят более обоснованно подойти к раскрытию важнейших закономерностей строения и истории развития Черного, Каспийского и Азовского морей и прилегающих районов суши, а также прогнозу их нефтегазоносности.

Работа выполнена в рамках проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385 и поддержке РФФИ: грант 09-05-96502-р_юг_а.

Литература

1. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Главные редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. – М.: Научный мир, 2003. 120 с.
2. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000. Редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. – М.: ПК «Картография», 2003.
3. Попков В.И. История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Геология география и глобальная энергия, 2007, №4 (27). С. 48-53.
4. Попков В.И. Нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона // Геология география и глобальная энергия, 2007, №4 (27). С. 5-10.
5. Попков В.И. Геотектоника Черноморско-Каспийского региона // Геология география и глобальная энергия, 2008, №4 (31). С. 11-18.
6. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2004, №2. С. 47-56.
7. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2004. С. 58 – 78.

8. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Происхождение и основные закономерности тектонического развития Южно-Каспийской впадины // Южно-Российский Вестник геологии, географии глобальной энергии, 2004, №3 (9). С. 159 – 163.
9. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Принципиальные вопросы тектоники Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии, 2005, № 1. С. 41 – 43.
10. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2006. Приложение. С. 105 – 112.
11. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы тектонического развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2006, № 2. С. 98 – 106.
12. Хаин В.Е., Попков В.И., Воскресенский И.А., Короновский Н.В., Левин Л.Э., Мирзоев Д.А., Пирбудагов В.М., Сенин Б.В., Юдин В.В. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.
13. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика Черноморско-Каспийского региона // Геологический Вестник Кубанского университета, 2009, № 1. С. 5- 21.
14. Хаин В.Е., Попков В.И. Новые тектонические карты Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 342-343.
15. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика южного обрамления Восточно-Европейского кратона // Вестник Московского Университета. Серия 4, Геология 2010, № 2. С. 3-9.
16. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chief: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. M.: РКО «Kartografia», 2006.
17. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chief: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. Explanatory Notes. M.: Scientific World, 2006. 104 p.
18. Popkov V.I. Geotektonics of the Black and Caspian Seas region // Geology, Geography and Global Energy, 2008, № 1. P. 14-25.
19. Khain V.E., Bogdanov N.A., Popkov V.I., Chekhovich P.A. Tectonics of the Caspian sea froo // 32-nd international geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 1). Florance, 2004. S. 143.
20. Khain V.E., Popkov V.I., Chehovich P.A. Origin and the Basic Laws of Genesis and main Regularities of Tectonic gevelopment of south-laspian Basin // South-Russian Bulletin of Geology, Geography and Global Energy, 2004, №3 (9). S. 163 – 167.

О НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Попков В.И.^а, Сазонов И.Г.^б, Коллеганова Д.А.^б

^а *Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия;*

^б *Северо-Кавказский государственный технический университет, г. Ставрополь, Россия
(geoskubsu@mail.ru)*

Район Кавказских Минеральных Вод принадлежит к Минераловодскому выступу, входящему в состав транскавказской зоны поднятий, пересекающей Кавказ в субмеридиональном направлении. Эта зона антикавказского направления простирается далеко за пределы Кавказа как к югу, так и к северу. К ней принадлежит Эльбрусское поднятие на Центральном Кавказе, а к северу она отмечается приподнятыми в тектоническом и геоморфологическом отношении зонами Лабино-Малкинской моноклинали, Минераловодского выступа, Северо-Ставропольского поднятия, являющихся составной частью Центрального Предкавказья.

Начиная, по крайней мере, с мезозоя, тектоническое развитие этой зоны значительно отличается от прилегающих территорий. Достаточно отметить отсутствие триасовых отложений, резкое выпадение к северу из разреза юрских и нижнемеловых отложений.

Значительные отличия геологического развития показательны и для кайнозойского времени, включая новейший и современный этапы тектонического развития. Особенно это относится к новейшему магматизму Минераловодского выступа, который, вероятно, синхронизирован с магматизмом Эльбрусским. Правда, эта синхронизация признается далеко не всеми. В данной статье дается характеристика событий самых последних этапов развития Минераловодского выступа.

Наиболее детально особенности геологического строения Минераловодского выступа освещены в монографии Соболевой Н.Д., Лебедева-Зиновьева А.А., Назаровой А.С. [2]. В данной работе, как и в более ранних исследованиях магматизма на Минераловодском выступе, делается вывод,

что магматизм проявил себя в караганско-сарматское время (10 – 12 млн лет назад). Тогда, в результате четырех актов внедрения, возникли все лакколиты Пятигорья, образовавшими мощные горные поднятия, даже несколько более массивные и высокие, чем нынешние горы Бештау, Змейка, Машук и другие, поскольку считается, что современные высоты и очертания они приобрели за счет последующей денудации. Последняя привела к тому, что многие бывшие криптолакколиты (Змейка, Железная, Развалка, Кинжал и др.) лишились осадочного покрова и превратились в лакколиты с обнаженным магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экструзивного купола.

Здесь уместно отметить, что некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколитов Пятигорья, высказывали сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, И.Г. Сазонов и др. [1] отмечали несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах. Анализ имеющихся сведений о геологическом строении Минераловодского выступа, прилегающих территорий и, главным образом, личные исследования территории на протяжении последних 15 лет укрепили нас во мнении, что тектоническое развитие Минераловодского выступа было несколько иным, начиная именно с караган-сарматского времени.

Действительно, в это время произошло внедрение магматических диапиров в фундамент и осадочный чехол Минераловодского выступа. Вполне вероятно, что тогда же возникли и горные поднятия на месте таких внедрений, но совершенно очевидно, что они не были такими высокими как ныне, а их магматические ядра находились гораздо глубже. Ядра большинства из них перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась тогда же, то есть не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер была обнажена и они могли представлять собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабо наклоненной Предкавказской равнины. Причем территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколитов были сnivelированы вровень с окружающей местностью. В первую очередь это относится к поднятиям гор Лысая, Машук, Золотой Курган. На вершинах и склонах этих и других гор обнаружена гранитная и липаритовая речная галька из обломков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Эта галька свидетельствуют не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым.

Галька розовых гранитов переносится рекой Подкумок: коренное их залегание находится в районе Медовых водопадов на реке Аlikоновка – притоке Подкумка. Встречается она только в современных пойменных его отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас. В то же время эта галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» и поднятую на высоту порядка 300 метров над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в

кампанских известняках верхнего мела, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся при возникновении значительных перепадов русла текущей по известнякам реки и образовавшихся в результате значительного подземного перетока.

Следует отметить, что в месте огибания древним руслом горы Лысой на высотах 300 – 400 метров над подножьем, нами совместно с галькой обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когда-то расположенного на террасе реки Подкумок. Керамика нами передана в Краевой музей.

Подобная ситуация с террасами реки Подкумок сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской таррасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же «странным» образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6 – 7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры), – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектономагматической активизацией Эльбрусской тектонической линии (зоны глубинного разлома), отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается 5 – 2,5 тысячами лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подходившая с глубины магма

выталкивала их к поверхности как пробки, местами разламывая и дробя, но на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец настоящего обсидиана с типичной витрофильной структурой. Такое воздымание привело к появлению кольцевых и радиальных разломов, выявляемых при геологическом картировании, в том числе и нами.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения в трещинах, пересекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактных изменений. Это может говорить о том, что магматические тела отрывались по зонам контактов и опередили вмещающие породы в своем воздымании. Из этого следует важнейший в практическом отношении вывод о том, что если зоны разломов, часто являющиеся рудоносными, также отрывались от своих продолжений, то с поисками этих продолжений можно связывать и перспективы рудоносности, поскольку обнаженные и приповерхностные их части уже известны и исследованы.

Настоящий горячий контакт магматических пород и верхнемеловых известняков находится в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного положения воздымался вместе с магматическими породами. Здесь известняки мраморизованы, гнездами в них произошло выделение углистого вещества за счет термального разложения кальцита, а на самом контакте они целиком превращены в углисто-графитовую массу.

Мы считаем, что и современная гидротермальная активность района Кавказских Минеральных вод является следствием этих новейших тектономагматических событий. Свидетелями этого являются чрезвычайно высокий тепловой поток из недр Минераловодского выступа, многочисленные естественные источники горячих подземных вод, выносящие глубинные компоненты.

Таким образом, геоморфологические особенности гор-лакколитов, особенности их геологического строения, приведенные выше, свидетельствуют об их очень юном (последлениковом) возрасте и соответственно молодой гидротермальной активности.

В практическом отношении следует обратить внимание на особенности строения гидротермальных жил, связанных с начальным этапом магматического внедрения, часть из которых может оказаться рудоносной. Продолжения этих жил в осадочных породах могли остаться в так называемых «цоколях» гор-лакколитов. Одновременно следует отметить, что поисково-разведочные работы на нефть и газ, широко проводимые в 60-е – 70-е годы прошлого столетия, вряд ли могли увенчаться успехом, особенно в южной и центральной частях Минераловодского выступа, учитывая время тектонической активизации и современную раскрытость недр. В этом отношении большего внимания заслуживает северное окончание Минераловодского выступа и его ближайшее окружение.

Работа выполнена в рамках проекта 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы).

Литература

1. Сазонов И.Г., Гридин В.А., Дагаев Л.А. О генезисе и времени формирования гор-лакколитов Пятигорья // Сборник научных трудов СтГТУ. Серия «Нефть и газ». Выпуск I. Ставрополь, 1998. С. 45-49.
2. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. С. 148.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПАЛЕОРИФТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**Постников А.В., Постникова О.В.***РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина*

В различных регионах мира появляется все больше месторождений углеводородов, приуроченных к палеорифтовым системам. В этой связи особенности строения, заложения и эволюции этих структур вызывают значительный интерес как с научной, так и с практической точек зрения.

В пределах нефтегазоносных провинций древних платформ кристаллический фундамент и осадочный чехол, как правило, рассматриваются в качестве обособленных геологических объектов. Такой подход обоснован принципиально различным составом магматических и метаморфических образований фундамента и осадочных толщ чехла, степенью и характером их дислоцированности, длительным перерывом в формировании раннедокембрийских и фанерозойских комплексов.

В раннем протерозое в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ сложилась земная кора континентального типа, определилась конфигурация крупных сегментов литосферы, различающихся по составу, структурной организации и разделенных шовными зонами

На рубеже 1,7-1,65 млрд. лет в пределах древних платформ произошла смена орогенного режима на рифтогенный, сопровождавшийся активными процессами растяжения. К этому этапу приурочено заложение таких крупных рифтовых систем как Иркинеево-Чадобецкая, Байкало-Вилуйская, Кемпендяйская, Ыгыатгинская Восточно-Сибирской и Средне-Русская, Рязано-Саратовская Восточно-Европейской платформ. В настоящее время глубокими скважинами доказано заполнение этих структур мощными толщами континентальных отложений и, в меньшей степени, вулканитов. В начале раннего рифея начинается собственно платформенный период развития Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Он

может быть разделен на несколько стадий - авлакогенная, переходная и плитная.

Авлакогенная стадия по времени отвечает раннему и среднему рифею. Именно на этой стадии формируются основные черты разломно-блоковой структуры платформ, причем дизъюнктивная тектоника проявлялась весьма интенсивно, поскольку динамическим напряжениям подвергались жесткие кристаллические комплексы пород, что в условиях низкотемпературного эндогенного режима не приводило к перекристаллизации первичных минеральных ассоциаций.

Процессы минералообразования в раннедокембрийских комплексах были связаны с гипергенными и гидротермальными преобразованиями в зонах повышенной трещиноватости. Петрологические исследования пород фундамента показывают частую приуроченность таких зон различного ранга к границам разнородных комплексов пород, региональным и локальным (вплоть до породного уровня) зонам пластических деформаций. Развивающиеся нарушения и трещиноватость пород часто сохраняют пространственную ориентировку раннедокембрийских дислокаций, либо выступают в качестве зон повышенной концентрации разноориентированных трещин и локальных разломов. Нарушения более высокого ранга чаще в большей или меньшей степени сохраняют черты унаследованности, приобретая более четкие линейные формы.

В пределах Восточно-Европейской платформы помимо гидротермальных процессов эндогенное породообразование проявилось во внедрении небольших по мощности, но в ряде районов довольно многочисленных даек габбро-диабазов, типичных для трапповых комплексов древних платформ. Это свидетельствует о преобладании режима растяжения,

обеспечивающего поступление мантийных расплавов по зонам наибольшей проницаемости.

Аналогичные образования вскрываются и в пределах Сибирской платформы, но их идентификация среди пермо-триасовых траппов требует специальных исследований.

В тектоническом плане рифея выделяются положительные и отрицательные структурные элементы.

Положительные формы представляют собой обширные полигональные блоки, контуры которых определяются сетью наиболее крупных разломов, среди которых основную роль играют линейные элементы, относящиеся к диагональной или ортогональной системам. Блоки сложены дорифейскими образованиями, выведенными на поверхность в процессе денудации. Глубина эрозионного среза различна, но как правило превышала несколько километров, что обеспечивало выведение на поверхность образований амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Денудационные процессы, начавшиеся, по-видимому, для некоторых блоков еще в раннем протерозое, были наиболее интенсивными именно на авлакогенной стадии развития, а в последующие периоды геологической истории играли менее значительную роль. Это подтверждается тем, что вещественный состав различных частей крупных блоков, перекрытых осадками разного возраста (рифейскими, вендскими, палеозойскими) или обнаженными на современной дневной поверхности, часто существенно не различается по уровню денудационного среза.

Значительная тектоническая нарушенность, гетерогенный характер денудационной поверхности, интенсивный трапповый магматизм, гидротермальная активность позволяют рассматривать положительные структуры не в качестве стабильных блоков, а как элементы, испытывающие преимущественное воздымание, иногда унаследованное от раннепротерозойского этапа.

Анализ раннедокембрийской структуры современной поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы позволяет оценить характер перемещений отдельных блоков. Показательно, что в пределах крупных геоблоков структурные формы архея и раннего протерозоя прослеживаются на значительном расстоянии без существенных сдвиговых нарушений. Это свидетельствует в пользу предположения о преимущественно субвертикальном движении блоков. Наблюдаемые торцовые сочленения складчатых структур в зонах разломов объясняются в этой связи различным уровнем среза (либо надвигами предшествующих раннедокембрийских этапов?). Даже по наиболее крупным возможным сдвигам смещение, по-видимому, не превышало первых десятков километров. Сдвиговыми дислокациями существенно не нарушены контуры рифейских авлакогенов, крупных сегментов, платформы в целом. Сравнение состава и раннедокембрийской структуры блоков позволяет не только разделить их, но и определить контуры геоблоков высокого ранга, осложненных разрывными нарушениями.

Для внутренних частей платформы характерно заложение в режиме растяжения линейных форм, связанных с протяженными зонами разломов, относящихся к одной из взаимно-ортогональных систем (? или трансконтинентальных). Многие структуры имеют дискретный характер. При этом в единую систему объединяются несколько обособленных прогибов, что в целом типично для зон разломов высокого порядка, в которую входят многочисленные нарушения более низких рангов.

Общая площадь, на которой происходили процессы осадконакопления во внутренних частях платформы, уступает площади положительных структурных элементов. Все прогибы выполнены преимущественно красноцветными грубообломочными субконтинентальными аркозовыми отложениями, общая мощность которых достигает 2000 м в пределах

Восточно-Европейской платформы, и 10000-12000 на Сибирской платформе.

Источниками сноса служили приподнятые блоки фундамента, что нашло отражение в аркозовом составе осадков. Заслуживают интереса данные о “перевернутом” составе обломков в рифейских разрезах по отношению к окружающим блокам. В частности в нижних частях разрезов рифея Волго-Уральского сегмента и в позднерифейских образованиях Иркинеево-Чадобецкого рифта часто встречаются обломки слабо метаморфизованных сланцев, слагавших метаосадочные толщи, уничтоженные денудацией и редко встречающиеся на современной поверхности фундамента.

В настоящее время наиболее погруженные части авлакогенов не вскрыты бурением, но анализ состава фундамента в основании структур менее глубокого заложения показывает, что в пределах Восточно-Европейской платформы непосредственного перерастания раннепротерозойских прогибов в рифейские не наблюдается. Поэтому связь авлакогенов с дорифейскими структурами опосредована процессами перестройки тектонических планов, перерождением пликативных форм в разломно-блоковые.

Унаследованность заложения крупнейших авлакогенов проявилась в их приуроченности к шовным зонам, сложившимся в раннем протерозое и разделяющим крупнейшие геоблоки фундамента.

Наибольшая площадь распространения отложений раннего-среднего рифея достигается в пределах окраинно-континентальных рифтовых систем, таких как Касско-Канская и Приуральская. В отличие от крупных авлакогенов, приуроченных к шовным зонам, отрицательные тектонические элементы, выделяющиеся во внутренних частях отдельных сегментов, связаны с разломными зонами более низких порядков различной степени унаследованности. Представляются закономерными в этой связи их более узкие формы, меньшая мощность отложений. Расширение и

увеличение глубины прогибания отмечается для структур, соединяющихся с авлакогенами и перикратонными впадинами.

Таким образом, прослеживается тесная связь отрицательных тектонических элементов авлакогенной стадии развития платформы определенного ранга со структурными элементами соответствующего ранга. В конце стадии отмечается определенная стабилизация фиксирующаяся по накоплению толщ карбонатов в различных структурно-фациальных зонах.

Заключительные этапы авлакогенной стадии протекают различно для разных древних платформ, что особенно ярко проявилось в смене режимов растяжения интенсивным сжатием, наиболее ярко проявленным в пределах Иркинеево-Чадобецкого рифта Сибирской платформы.

Переходная стадия (поздний рифей - ранний венд) отвечает новому тектоно-седиментационному циклу. В этот период после некоторого перерыва происходит определенная перестройка тектонического плана не в полной мере наследующего раннерифейский. Крупные авлакогены, связанные с шовными зонами перерождаются в протяженные прогибы, а грабенообразные прогибы внутренних частей сегментов вырождаются. Таким образом, осуществляется переход от преимущественно блоковой тектоники, контролируемой линейными системами разломов, к менее дифференцированным формам более свойственным платформенному режиму.

Смена тектонических режимов отчетливо проявляется в отложениях тасеевской серии Иркинеево-Чадобецкого рифта Сибирской платформы. Для этих отложений, имеющих континентальную аллювиально-дельтовую фациальную принадлежность, в отличие от подстилающих их пород, со складчатыми формами залегания, характерна незначительная степень дислоцированности.

С наибольшей полнотой такой тип тектогенеза осуществился уже на плитной

стадии развития, отвечающей верхнему венду, отложения которого на Сибирской платформе залегают плащеобразно. На Восточно-Европейской платформе эти отложения приурочены к обширным впадинам и обрамляют изометричные и приподнятые блоки фундамента. Установленная смена различной тектонической активности двух типов разломно-блоковых структур на начальных и заключительных стадиях крупных тектонических циклов представляется общей закономерностью, которая определяется характером мантийных процессов и прослеживающейся и на более поздних этапах развития платформ.

Закономерности формирования палеорифтовых систем, состав и строение толщ выполнения определили характер, связанных с ними нефтегазоносных комплексов, природных резервуаров и типов пород-коллекторов. В этой связи представляется закономерным открытие крупных нефтяных и газовых месторождений в пределах палеорифтовых систем и примыкающих к ним территорий Сибирской платформы, где значительно больше объём осадочных комплексов, развиты мощные нефтематеринские толщи и широко представлены различные типы пород-коллекторов. Благоприятным фактором для высоких перспектив нефтегазоносности рифей-вендского комплекса Сибирской платформы является отсутствие существенного перерыва осадконакопления и наличие региональной соленосной покрывки в перекрывающих отложениях осадочного чехла.

ПРОТРУЗИВНО-РАЗЛОМНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЗОН ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(prz4@yandex.ru)

Введение

Проведенные в Гоби-Алтайской и Заалтайской структурных зонах Южной Монголии полевые исследования показали, что в пределах этого региона для зон внутриплитных деформаций (заложившихся вдоль крупных разломов и определяющих региональную блоковую структуру плитного этапа) характерны не только хрупкие, но и сингенетичные им пластические деформации. В пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) ранее уже отмечались протрузивные взаимоотношения разновозрастных гранитоидных массивов фундамента с вышележащим осадочным чехлом [1, 2, 3]. Предполагается, что предпосылкой объемных реидных деформаций гранитов и гранитоидов щелочного ряда служила дезинтеграция данных пород в результате целого ряда процессов, важнейшим из которых являлась декомпрессия при подъеме к поверхности на плитной стадии тектогенеза [1]. Были рассмотрены особенности дезинтеграции гранитоидов в близповерхностных и глубинных условиях, проблемы определения возраста этих структур, тектонические и литологические признаки протрузивной эксгумации массивов [3]. В представленной работе впервые детально описаны тектонические парагенезы, включающие разломные, потрузивные и складчатые структуры, сформировавшиеся в пределах зон внутриплитной активизации на участках совместных деформаций комплексов пород фундамента и осадочного чехла.

Тектоническое положение и региональные структуры

Плитный этап развития для южной части ЦАПП, включающего герцинские и каледонские складчатые зоны [5], окончательно установился в конце пермского периода и проявился в формировании мезозойско-кайнозойского

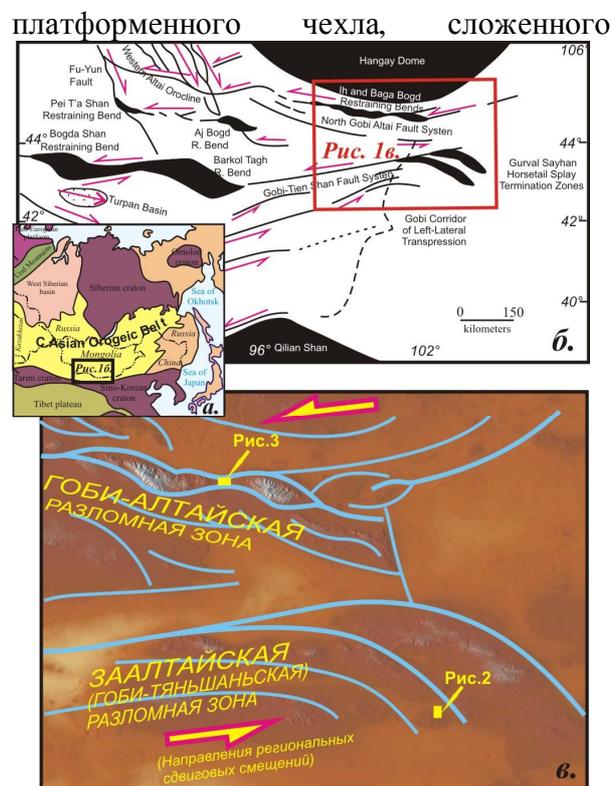


Рис.1. Положение участков работ и кинематика региональных разломных зон.
а – по Jahn & al, 2000; б- по Cunningham & al, 1996;
в- карта рельефа и система активных разломов.

неметаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Тектоническая и литолого-формационная история этого периода определялась активностью крупных широтных разломов, наследующих шовные структуры более раннего заложения. Активизация разломных зон происходила неоднократно в изменяющейся динамической обстановке, что нашло отражение, в частности, в сейсмической активности и в формировании современного рельефа, структурных несогласиях и положении конседиментационных прогибов и поднятий. Для большей части Южной Монголии на поздних фазах активизации, определены левосторонние смещения по широтным разломам в условиях

транспрессии (рис. 1б, в) [4]. Для обширной территории к югу от Хангайского блока, аналогичную кинематику смещений по разломам Гоби-Алтая и Заалтайской зоны (с вариациями условий транспрессии и транстенсии), можно предполагать для всего периода тектогенеза плитного этапа. Это проявляется в конфигурации локальных конседиментационных прогибов мезозоя, имеющих широтное или северо-восточное простирание, и разделяющих их гребневидных поднятия-горстах северо-западной ориентировки.

Для детального изучения тектонических парагенезов, сформировавшихся на плитной стадии, были выбраны умеренно эродированные участки в пределах двух зон внутриплитной активизации: «Таньинский» в Гоби-Алтае и «Дзурамтайский» в Заалтайской зоне (рис. 1с). На этих хорошо обнаженных участках метаморфический фундамент разнороден по составу пород, включает разновозрастные гранитоиды и интенсивно деформирован совместно с перекрывающим его осадочным чехлом.

Участок «Таньин»

На данном участке Гоби-Алтайской зоны активизации палеозойский фундамент обнажается в ядрах узких гребневидных антиклиналей. К северу и к югу от разломной зоны осадочный чехол залегает субгоризонтально или полого наклонен к центру впадин. В районе выходов палеозоя осадочные толщи деформированы совместно с метаморфическим фундаментом, образуя неправильной формы мульды и крутопадающие моноклинали, ограничивающие положительные морфоструктуры – вытянутые или изометричные (рис.2). Палеозойский фундамент представлен серицитовыми сланцами и метаморфизованными вулканитами среднего и кислого состава, ранне-пермскими лейкогранитами, а также включает блоки позднедокембрийских мраморов и порфирированных гранитов. На фундаменте с резким угловым несогласием залегают осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозойско-кайнозойского чехла – неметаморфизованные, но в разной степени деформированные. Наиболее

деформирована толща J₁₋₂, представленная трахиандезитами с прослоями конгломератов и песчаников. Она залегает в широтном трого на северо-западе участка и образует крупные открытые складки с пологими шарнирами. Выше с угловым несогласием на андезитах, а чаще непосредственно на фундаменте залегают вулканогенно-осадочные и осадочные отложения J₃–K₁. Деформации в этом комплексе носят блоковый характер, усложняясь вблизи активизированных разломов и протрузивных структур (см. ниже). Здесь отмечены субвертикальные и опрокинутые залегания. Завершается разрез чехла полого залегающими (с угловым несогласием) отложениями верхнего мела и палеогена.

Деформации осадочного чехла обусловлены движениями по системе субширотных левых сдвигов. Смещения устанавливаются по подворотам пластов и зеркалам скольжения. Подвижки связаны с активизацией палеозойских структур, и основные их фазы завершились, по-видимому, до формирования бронирующего горизонта конгломератов K₂ -Pg. Но в неоген-четвертичное время они снова активизировались, что нашло отражение в современной морфоструктуре и сейсмичности. Можно выделить два главных разлома субширотного простирания – северный (граница с депрессией Долины Озер) и южный, который условно трассируется по южной границе выходов гранитоидов. Эти региональные взбросо-сдвиги ограничивают единую транспрессивную шовную «горстовую» зону, или зону концентрированных деформаций типа «структуры цветка» (flower structures) или «пальмового дерева» (palm-tree structure). На данном субширотном участке этой зоны транспрессивные структуры не столь масштабны, как на соседних участках, в горстах Их-Богд и Бага-Богд, где они имеют северо-западные простирания. Этим определяется форма локальных структур: чередующиеся синклинали неправильной формы и гребневидные приразломные антиформы, часто ориентированные косо к главному широтному простиранию зоны. Для

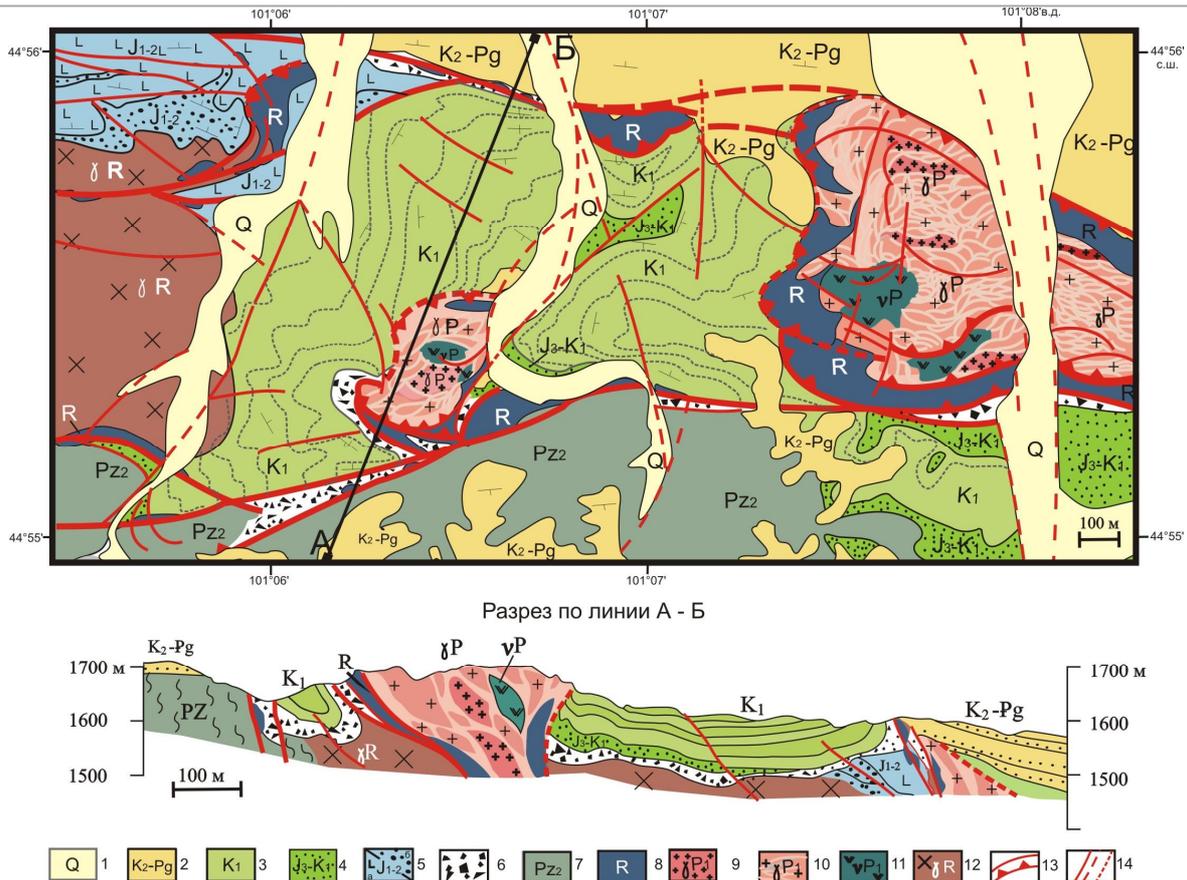


Рис. 2. Геологическая схема и разрез участка «Танын».

1 – современные отложения 2 – конгломераты, песчаники (K2- Pg); 3 – терригенно-карбонатные отложения (K1); 4 – красноцветные вулканогенно-осадочные отложения (J3- K1); 5 – вулканиты (а) и терригенные грубообломочные отложения (б) (J1-2); 6 – разновозрастные хаотические комплексы тектонического и тектоно-гравитационного типов; 7 – метавулканиты и сланцы (PZ2); 8 – мрамора (R); 9 – лейкограниты (P1); 10 – те же лейкограниты дезинтегрированные; 11 – основные интрузии (P1); 12 – порфиридные граниты (R); 13 – главные разломы; 14 – прочие разломы и протрузивные контакты

разломов характерны зоны милонитизации и меланжа. Почти повсеместно они маркированы «обдавленными» глыбами и линзами катаклазированных мраморов. Линзы мраморов, которые часто шире зоны меланжа, не обнаруживают связи с близлежащими комплексами, что предполагает их значительное тектоническое перемещение по простиранию зоны или выжимание снизу.

Особое структурное положение имеют массивы нижнепермских лейкогранитов, которые образуют куполовидные и грибообразные положительные морфоструктуры (округлые или вытянутые в плане) протрузивно прорывают породы чехла или деформируют их в сложные складки. С гранитами ассоциируют мраморы, которые, помимо упомянутых линзовидных структур, образуют сложные карбонатно-гранитные коллажи. По-видимому, происходила совместная,

протрузия этих пород, имеющих пониженную вязкость (вследствие грануляции и катаклаза). Граниты практически полностью катаклазированы и превращены в кварцево-карбонатные брекчии и кластиты. В краевых частях западного массива дезинтегрированные граниты в ассоциации с мраморами «пластично» надвинуты на нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения, сминая их в асимметричную лежащую складку. Северный контакт этого тела секущий, протрузивный.

Строение лейкогранитных массивов определяется наличием многочисленных извилистых зон брекчирования, которые образуют закономерный линзовидно-петельчатый рисунок. В центральных частях линз находятся наименее измененные граниты, а периферические зоны представлены полностью дезинтегрированными разностями. Размер линз 10-30 м, иногда до 100 м по длинной

оси, мощность 5-10 м. Линзы вытянуты в соответствии с удлинением гранитных массивов. Ширина зон дезинтеграции и карбонатной проработки 0.5 - 2.0 м. Переход от исходных пород к дезинтегрированным постепенный и включает фазы трещиноватости, катаклаза и брекчирования (на минеральном уровне) вплоть до образования тонко раскристаллизованного матрикса, состав которого, по-видимому, близок составу исходных гранитов, но имеет повышенное содержание кварца. Иногда в матриксе (который по аналогии с ранее изученными аркозовыми кластитами [3] может быть назван «микрочластитом») не обнаруживаются фрагментов «гранитных» минералов. Процессы брекчирования наиболее активно протекают по границам линзовидных фрагментов, и именно по этим границам осуществляются множественные рассредоточенные подвижки - квазипластическое течение гранитов. Эффект деформации, вероятно, усилен благодаря карбонатизации породы

и синдеформационной минеральной перекристаллизации кальцита и кварца.

Дзурамтайский участок

Структуры пластических деформаций хорошо выражены в периферической части Дзурамтайского гранитоидного массива, расположенного в одноименном. выступе герцинского фундамента. Граниты (C₂₋₃) и залегающие выше осадочные толщи (J₁-K₁) совместно деформированы и образуют многочисленные куполообразные или гребневидные структуры (рис. 3). Размер этих морфоструктур, осложняющих кровлю гранитного купола, достигает десятков метров. «Складчатые» формы кровли гранитов, вышележащего осадочного чехла являются результатом квазипластического течения гранитоидов, реализуемого за счет многочисленных хрупких смещений на микро-, мезо- и макроуровнях. Как и на Танынском

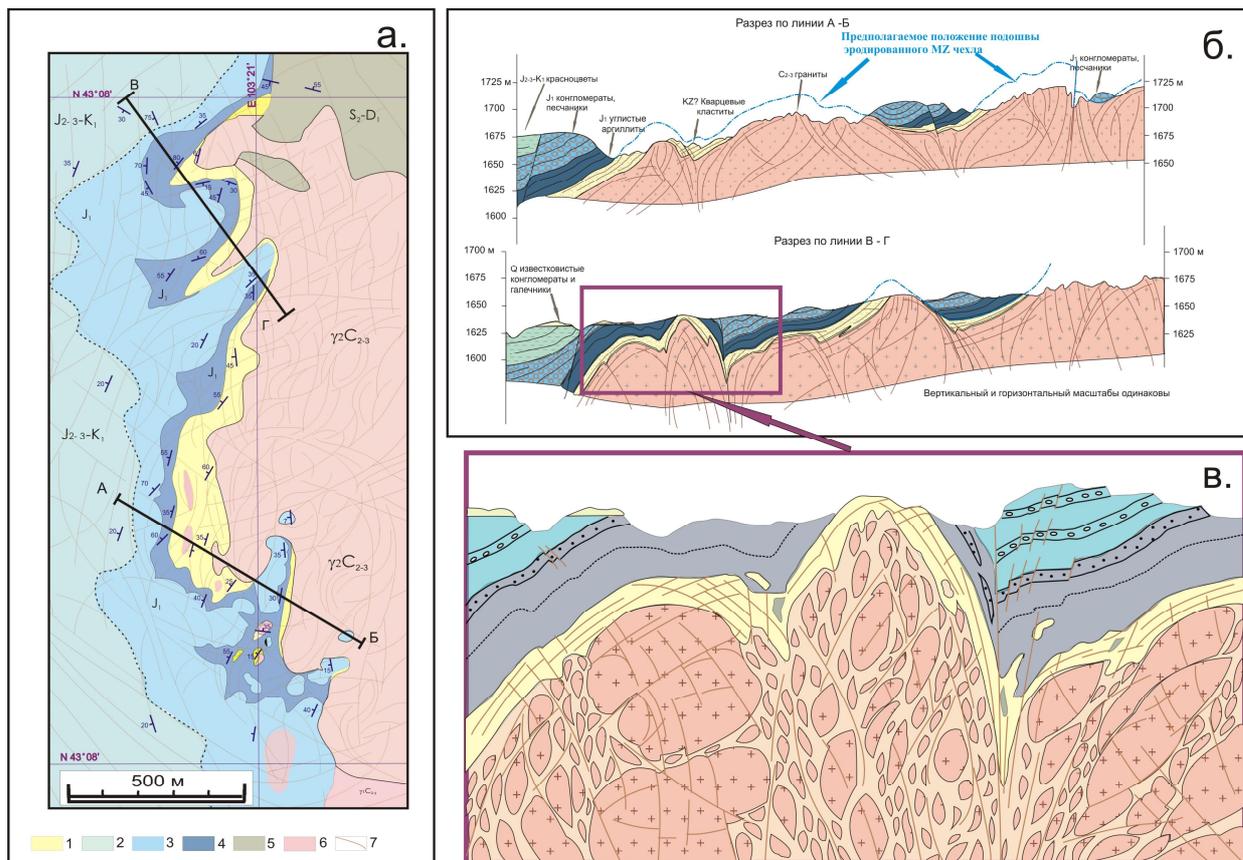


Рис. 3. Геологическая схема северо-западной части Дзурамтайского гранитоидного массива (а), разрезы (б) и принципиальная модель фрагментации гранитов (в).

1 - аркозовые кластиты; 2 - пестроцветная толща (J₃-K₁); 3 - 4 углисто-терригенная толща (J₁): конгломераты песчаники (3) и углистые алевролиты (4); 5 - сланцы и метавулканииты (S₂-D₁); 6 - граниты (C_{2,3}); 7 - трещины.

участке, в процессе деформации граниты разобщаются на блоки линзовидной или округлой формы (рис.3в).

Деформация проявилась по всему объему массива, но в наибольшей степени - по его периферии, центральная часть деформирована относительно слабо. При этом массив в виде штока-купола поднимался к поверхности, приподнимая и прорывая окружающие массив метаморфические комплексы и плитный чехол. Время выхода массива на дневную поверхность - неоген-квартер, о чем свидетельствует появление продуктов размыва гранитов только в отложениях этого возраста и высокое современное гипсометрическое положение рыхлых гранитов.

Обсуждение результатов

Описанные парагенезы разломных, складчатых и протрузивных структур, сформировавшиеся в приповерхностных условиях на относительно «спокойной» плитной стадии тектогенеза, не укладываются в привычные представления об относительно хрупких деформациях в породах метаморфического фундамента и осадочного чехла в процессе тектонической активизации. При рассмотрении на региональном уровне структура имеет очевидно блоковый характер, тектонические движения концентрируются в пределах относительно узких зон вдоль главнейших разломов и в соответствии с региональным полем палеонапряжений. Тем не менее, строение подобных зон внутриплитной активизации (зон концентрации деформаций) в кристаллическом фундаменте выходит за рамки «приразломных» структур и требует специального изучения. Существенное значение имеет реология пород фундамента, которая могла изменяться в результате самих тектонических подвижек. Формированию протрузивных структур предшествовал объемный катаклиз пород определенного состава (гранитов, мраморов), что создало условия проявления реидных (квазипластических) деформаций в значительных объемах этих пород. Как видно на приведенных примерах, реидные деформации проявляются внутри всего массива пород, или ими затронуты лишь части крупных тел, например периферические зоны (как это отмечено в Дзурамтайском гранитоидном массиве).

Возникая в пределах поднимающихся к поверхности блоков (транспрессивных структур, ограниченных взбросами и надвигами) протрузии выходили за контуры горстов и, вероятно, могли занимать позицию локальных структур растяжения, поперечных транспрессивным. В какой-то мере эта тенденция проявляется на участке Танын.

Фрагментация на линзовидно-обособленные блоки (ромбоэдры) является обычной реакцией горных пород на сдвиговые перемещения и типична для зон сдвигового течения, что обосновывается положениями мезомеханики. Можно предполагать, что и при объемной квазипластической деформации ромбоэдр-линзы являются наиболее устойчивыми и энергетически обусловленными структурами перемещения пород, а возникающие при этом тектонические коллажи пород могут рассматриваться в качестве хаотических комплексов особого типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и проекта РФФИ № 10-05-00852.

Литература

1. Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С. Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии //Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том I. – М.: ГЕОС, 2010. С. 401-405.
2. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника 2008. № 2. С. 3-31.
3. Цеховский Ю.Г. и др. Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) //Литология и полез. Ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.
4. Cunningham W.D. & al. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai -Tien Shan connection. Earth and Planetary Science Letters. 140. 1996. 67-82.
5. Jahn B.M., Wu F. & Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 91. 2000. 181-93.

РЯДЫ ТЕКТОНОФАЦИЙ В СТРОЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН**Карпенко И.В., Приходченко Е.Е.***Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев, Украина
(alenaprihodchenko@ukr.net)***Введение**

В развитии геодинамической теории В.Е. Хаин не придерживался крайних геосинклинальных или плейттектонических позиций, а стремился к созданию, условно говоря, «синтетической» модели динамики Земли, которая вобрала бы в себя все лучшее, что присутствует в каждой из названных гипотез [4,5]. В таком же направлении ниже рассматривается развитие тектоники континентальных окраин.

В тектонике литосферных плит с помощью цикла Вильсона описывается процесс раскрытия и закрытия океанов в геологической истории Земли. Считается, что по окончании цикла образованная на протяжении дивергентного этапа океаническая кора практически полностью уничтожается в процессе субдукции на конвергентном и коллизионном этапах. Что касается континентальной окраины, то на протяжении цикла она постоянно видоизменяется – образуются вулканические и невулканические островные дуги, задуговые и переддуговые осадочные бассейны, орогены. На протяжении следующего цикла образованная континентальная окраина снова полностью переформируется и от нее в строении новообразованной окраины остаются только отдельные останцы коры предыдущего океана – офиолиты.

Но как показывает изучение континентальных окраин, полного уничтожения предыдущей континентальной окраины не происходит. Всегда остается определенный и часто довольно значительный элемент новообразовавшейся континентальной коры, которая латерально наращивает континентальную плиту. Она закономерно видоизменяется в процессе дальнейших преобразований, проходя тем самым последовательно во времени состояния, которые можно назвать

вертикальным рядом тектоностадий (Т-стадий) для данной континентальной окраины. Соответственно, латеральная последовательность образованных континентальных окраин, которые аккреционно наращивают одна другую, в конечном счете, увеличивая площадь континентальной плиты, называется горизонтальным рядом континентальных окраин, или же Т-стадий.

Подтверждением сделанного вывода является омоложение возраста кристаллической коры континентальных окраин от центральных частей континентальных плит (щитов) в сторону их периферий. То есть, в действительности континентальная окраина формируется посредством приращения все более молодых окраинных кор, которые последовательно проходят стадии своего развития от океанической коры через субокеаническую, субконтинентальную до, собственно, континентальной. Такая временная последовательность изменения состояний для каждой отдельной окраины и рассматривается как вертикальный ряд Т-стадий, а латеральная последовательность состояний таких разновозрастных окраин составляет горизонтальный ряд Т-стадий.

Собственно, особенности строения и направление изменения Т-стадий в вертикальном и горизонтальном рядах континентальных окраин и является основной тектонической закономерностью, которая подлежит изучению. Ею определяются типы существующих осадочных нефтегазоперспективных бассейнов, осадочных комплексов и отдельных объектов, которые рассматриваются в качестве ловушек углеводородов или других полезных ископаемых. Первый вопрос, который возникает в сформулированной проблеме, – чем вызвано последовательное изменение Т-стадий в цикле Вильсона.

1. Обоснование длительности тектонических стадий цикла Вильсона и их связи со складчатостями.

В геологической практике наибольшего распространения приобрели складчатости с названиями альпийской, герцинской, каледонской и байкальской орогений. В геосинклинальной теории считается, что первые три складчатости (альпийская, герцинская и каледонская) имеют протяженности в 180-200 млн. лет каждая, тогда как для байкальской временная длительность не определяется. В мобилистской теории складчатостям, как составляющим непрерывной эволюции неуничтожимой части континентальной окраины, уделяется меньшее внимания.

В тектонике рядов тектоностадий каждой стадии соответствует часть сформированной на протяжении ее континентальной окраины, которая впоследствии при раскрытии следующей океанической системы частично уничтожается, а часть, что осталась, претерпевает дальнейшие преобразования. Выделение Т-стадий базировалось на следующих основных положениях: 1) о том, что всплески рифтообразования совпадают с границами Т-стадий; 2) что смена одной стадии другой связана с периодической ортогональной сменой оси собственного вращения Земли, а эта смена синхронизируется переменным гравитационным полем Вселенной с частотной составляющей примерно 400 млн. лет, определяемой особенностями дискретного строения Вселенной; каждый полупериод этой составляющей и определяет протяженность Т-стадий и, соответственно, периодичность раскрытия океанических систем Земли; 3) об увеличении длительности Т-стадии с течением геологического времени, в свою очередь, определяемом расширением Вселенной [2]. Согласно работе [1] всплески проявления континентального рифтогенеза зафиксированы: 1) между ранним и поздним вендом; 2) в начале девона; 3) в начале юры. В геологическом времени – это приблизительно – 590, - 386 и – 178 млн. лет

назад [6]. Согласно приведенным данным средняя продолжительность стадии в фанерозое равняется $(590 - 178)/2 = 206$ (млн.лет). Результаты определения времени начала каждой Т-стадии, ее продолжительности и геологического возраста представлены на рис. 1 [3].

Т-стадии			Название складчатости относящейся к Т-стадии
Начало, млн.лет	Продолжительность, млн. лет	Геологический возраст	
-32.5			
	210.50	Средняя Юра-Четвертичная	Альпийская
-178.00	207.75	Поздний Девон-Ранняя Юра	Герцинская
-385.75	205.00	Кембрий-Средний Девон	Каледонская
-590.75	202.25	Поздний Неопротерозой	Байкальская
-793.00	199.50	Ранний Неопротерозой	Гренвилевская
-992.50	196.75	Поздний Мезопротерозой	Свеконорвежская
-1189.25	194.00	Средний Мезопротерозой	Готская
-1383.25	191.25	Ранний Мезопротерозой	Свекофенская
-1574.50	188.55	Поздний Палеопротерозой-2	Позднекарельская
-1763.00	185.75	Поздний Палеопротерозой-1	Раннекарельская
-1948.75	183.00	Средний Палеопротерозой	Эбурнейская
-2131.75			

Рис. 1. Тектонические (Т) стадии и их соответствие складчатостям Западной Европы.

Поскольку каждая стадия содержит две подстадии – геосинклинальную и орогенную, то складчатости (орогении) должны отвечать второй половине временного интервала стадии. Но в данном случае важным является то, что количество определенных стадий и количество складчатостей совпадают, особенно для последних 1500 млн.лет, где точность установления как тех так и других намного выше. Это свидетельствует в пользу достоверности полученного ряда Т-стадий. Этот ряд является основной временной закономерностью в теории рядов тектоностадий.

2. Цикл Вильсона и модель эволюции континентальной окраины.

Циклом Вильсона обычно описывается история раскрытия и закрытия океанических систем. В тектонике рядов

понятие цикла Вильсона понимается более расширенно и распространяется на геологическую историю формирования континентальной окраины – как материальное свидетельство процесса, остающееся после раскрытия и закрытия океана.

Краткое содержание этапов шестистадийного, а с пенеппенизацией – семистадийного цикла Вильсона представлено на рис. 2. Считается, что для любой составляющей (члена горизонтального ряда тектонофаций) континентальной окраины за временной промежуток цикла Вильсона примерно в 1200 млн.лет происходят три этапа цикла Вильсона – дивергентный, конвергентный

океанической впадины (I орогения), инверсии (II орогения) и надвига (III орогения). Каждая стадия характеризуется своим типом коры. На стадии раскрытия океана образуется океанический тип коры в районе зоны спрединга и собственно океана, а вблизи континента – субокеанический. В процессе закрытия океана формируется кора субконтинентального типа, в состав которой кроме переработанной и облегченной субокеанической коры входит и осадочный материал преддуговых и, особенно, задуговых бассейнов. На протяжении последующих T-стадий происходит постепенное формирование коры континентального типа. В дальнейшем происходит пенеппенизация – как

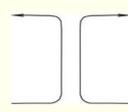
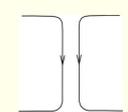
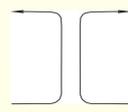
Модель эволюции литосферы (Хаин, 2001)		Рассматриваемая модель эволюции			
Геосинклинальная	Плейтктоническая, «Цикл Вильсона»	Этап цикла Вильсона	Субэтап (стадия), время (млн.лет)	Направление движения коромантийного вещества под континентальной окраиной	Содержание стадий
Внутриконтинентальное поднятие	Раскол материка	Дивергентный	0		Внутриконтинентальное поднятие, раскол материка, образование внутриконтинентальной субширотной рифтовой системы
			200		Раскрытие нового океана
Геосинклинальная стадия	Развитие молодой океанической впадины, которая заполняется осадками, а также континентального склона и подножья молодого океана	Конвергентный	400		Закрытие океана. Формирование системы задуговых бассейнов и субконтинентальной коры
			600		Начальная стадия сокращения океанической впадины, раскрытие задуговых бассейнов, I орогения
Частичная инверсия	Полное закрытие на некоторых участках океанической впадины, столкновение между собой двух континентальных окраин и формирование горно-складчатого пояса	Коллизионный	800		Подъем территории «термальных» осадочных бассейнов вследствие растворения в горячей мантии нижней тяжелой части погрузившегося в нее холодного корового вещества.
Полная инверсия			1000		Частичная инверсия, II орогения
Пенеппенизация горно-складчатого сооружения, переход к платформенному этапу		1200			Пенеппенизация горно-складчатого сооружения, переход к платформенному этапу

Рис. 2. Сравнение различных моделей

и коллизионный. Каждый этап цикла Вильсона состоит из двух стадий: 1) дивергентный этап – из стадий зарождения и раскрытия нового океана; 2) конвергентный – из стадий сокращения океанической впадины и термального погружения ее территории; 3) коллизионный – из стадий инверсии и надвига.

Орогении приурочены к трем стадиям – начального сокращения

завершающий этап формирования континентальной окраины.

континентальной окраины и коры континентальных платформ.

Каждая следующая стадия является следствием процессов, которые происходили на протяжении предыдущих стадий (вертикальный ряд тектоностадий) и происходят на континентальной окраине в данный момент (горизонтальный ряд тектоностадий).

3. Горизонтальные и вертикальные ряды Т-стадий.

Особенности формирования континентальной окраины продемонстрируем на примере южной окраины Восточноевропейской плиты. (рис.3). Эпюрами на рисунке

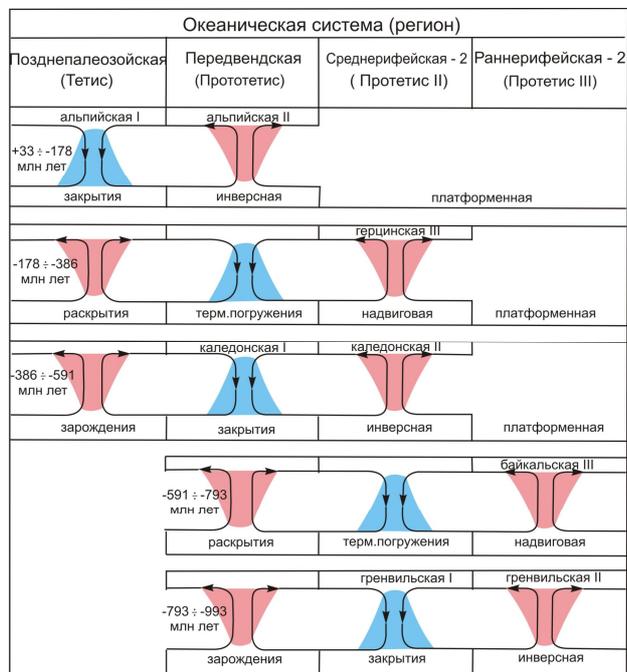


Рис.3. Горизонтальные и вертикальные ряды.

показаны направления перетока коромантийного вещества в конвекционных ячейках, а подписями - названия стадий тектонического развития и названия складчатостей (орогений). Типы орогений: I - орогения конвергентного этапа (стадии закрытия) палеоокеана; II - орогения инверсной стадии, а III - надвиговой стадии коллизионного этапа формирования континентальной окраины. Слева на рисунке показано геологическое время существования данного латерального ряда тектоностадий. Эволюции палеоокеана Тетис соответствует формирование Скифской континентальной окраины, Прототетиса - Протоскифской (Складчатый Донбасс - Кряж Карпинского), палеоокеана Прототетис II - формирование Протоскифской II континентальной окраины и т.д.

Зарождение Тетиса, как внутриконтинентального моря подобного современному Красному морю, состоялось

в раннем палеозое (591 ÷ 386 млн лет назад), а раскрытие Тетиса в полноценный океан (подобного современному Атлантическому) происходило в позднем палеозое-ранний юре (386÷178 млн лет). В это время сформировалась океаническая кора Тетиса и ее субокеанический подтип возле окраин Лавразии и Гондваны, которые расходились при раскрытии Тетиса. Начиная со средней юры, Тетис закрывается с образованием субконтинентальной коры, орогенов Крыма и Большого Кавказа, преддуговых и задуговых осадочных бассейнов.

Другой пример касается Прототетиса, от которого в пределах южной континентальной окраины Восточноевропейской плиты остались территории Донбасса и Кряжа Карпинского. Как внутриконтинентальный рифт Прототетис зародился в верхнерифейское время (993÷793), раскрылся - между рифеем и вендом (793÷591), т.е. этим временем датируется возраст образовавшейся океанической и субокеанической коры Прототетиса. В венде и раннем палеозое (591÷386) произошло закрытие Прототетиса с образованием системы преддуговых и задуговых осадочных бассейнов. Во временном промежутке позднего палеозоя - ранней юры (386÷178) территория Прототетиса претерпела термальное погружение с образованием мощной осадочной толщи каменноугольного возраста. Начиная со средней юры (178 млн лет) континентальная окраина, образованная на месте Прототетиса, находится на стадии инверсии.

Горизонтальные ряды тектоностадий выглядят следующим образом. В настоящее время Тетис находится на стадии закрытия, окраина Прототетиса – инверсии. В позднем палеозое-ранней юре Тетис раскрывался, окраина Прототетиса находилась на стадии термального погружения, а ее предшественница - окраина Прототетиса II - на стадии надвига. Еще раньше - в вендераннем палеозое горизонтальный ряд тектоностадий имел следующий вид: Тетис зарождался, Прототетис закрывался, а окраина Прототетиса II инвертировалась.

Согласно рассматриваемой схемы кору, которая начала формироваться в течение раскрытия Тетиса, будем называть позднепалеозойской Скифской плитой. Для окраины Протетиса (Протоскифской плиты) возраст начала образования коры будет раннедокембрийским (Sturtion, 793÷591). Для окраины Протетису II кора имеет среднерифейский возраст (1189 ÷993).

Заключение

Омоложение возраста континентальных окраин в направлении периферии континентов ставит задачу изучения окраин на теоретической основе вертикальных и горизонтальных рядов тектонофаций. С этой целью разработана модель эволюции континентальной окраины, которая включает шесть стадий тектонического развития: стадии зарождения нового океана и его раскрытия (дивергентный этап цикла Вильсона), стадии закрытия океанической впадины и термального погружения (конвергентный этап) и стадия частичной инверсии со следующей стадией полной инверсии с надвигом (коллизийный этап). Стадиям поставлены в соответствие типы коры, которая в результате образовалась или преобразовывалась на протяжении стадии (океаническая, субокеаническая, субконтинентальная, континентальная). Стадии делятся на геосинклинальную и орогенную подстадии (цикл Бертрана).

Представлена геологическая шкала тектоностадий цикла Вильсона, а также установлены их временные границы (начало и конец) для последних 2500 млн.лет. Вместе с разработанной моделью эволюции континентальной окраины она позволяет перевести изучение строения континентальных окраин на теоретическую базу закономерностей перехода горизонтальных рядов тектонофаций (тектоностадий) в вертикальные и наоборот.

Литература

1. Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин Палеогеодинамика М.: Наука, 1993. С.192.
2. И.В. Карпенко Физическая природа циклов Вильсона, Бертрана, Штилле // Эволюция тектонических процессов в истории Земли // Материалы 37 Тект. совещания. Том 1.-

Новосибирск:Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, с.217-220.

3. И.В. Карпенко, О.С. Приходченко Тектоностадийный цикл Вильсона // Сборник научных работ УкрДГРИ. Киев 2009, №3. С.96-107
4. В.Е. Хаин, И.Д. Полякова Нефтегазоносность внешних зон пассивных континентальных окраин. Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Тектонического совещания. Том 2.-Новосибирск:Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004.-325 с.
5. В.Е. Хаин. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т.51, № 6, с. 753-760.
6. International Stratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, 2009 // www.stratigraphy.org

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ОЛОВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РАСТВОРЕ ПРИ 500°C, 1 КБАР: РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ

Прокофьева А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(anjyta_90@mail.ru)

Введение

Термодинамическое моделирование – один из основных методов современной физической геохимии. Для моделирования процессов гидротермального рудообразования необходимо знать термодинамические свойства участвующих веществ, в числе которых важнейшую роль играют комплексные формы переноса элементов в водных растворах. Получение этих свойств по данным экспериментальных исследований – классическая обратная задача химической термодинамики и физической геохимии. Для решения такой задачи Ю.В.Шваровым недавно была разработана вычислительная программа OptimA, функционирующая совместно с программным комплексом HCh [2,3]. В нашей работе программа OptimA была использована для переинтерпретации экспериментальных данных по растворимости SnO₂ [1] с целью уточнения термодинамических свойств ряда комплексных соединений олова, которые могут присутствовать в высокотемпературных гидротермальных растворах.

Исходные данные

В работе [1] растворимость касситерита (SnO₂) в водных растворах HCl, HCl+NaCl и HCl+KCl измерена при температуре 500°C и 1 кбар. Диапазон концентраций HCl 0 – 0.5 моль/кг H₂O, NaCl и KCl 0 – 4 моль/кг H₂O. Важная особенность работы [1] – задание окислительно-восстановительного состояния системы с помощью внешних буферов Ni-NiO и Mn₂O₃-MnO₂. Это позволяет разделить при интерпретации формы Sn(II) и Sn(IV).

Опыты проводились по двухампульной буферной методике в автоклавах методом закалки. Опыты проводились при нескольких повторностях, что позволило

сгруппировать их при интерпретации в 36 точек для разных условий с дополнительной оценкой разброса (использованного для оценки статистического веса каждой точки).

Методика

Программа OptimA предназначена для уточнения и оценки точности свободных энергий Гиббса нескольких (до 8) частиц водного раствора по экспериментальным данным [2,3].

При работе программа для текущих значений свободных энергий соединений выполняет с помощью пакета HCh решение серии прямых термодинамических задач для всех заданных экспериментальных точек. Затем она вычисляет целевую функцию (сумму квадратов невязок экспериментально определенного параметра), и, изменяя по специальному алгоритму уточняемые энергии, находит минимум целевой функции. Решение такой обратной задачи (набор уточняемых свободных энергий) отвечает оптимальному соответствию расчёта эксперименту.

Согласно интерпретации экспериментальных данных в работе [1], при растворении касситерита могут образоваться комплексные соединения Sn(OH)_xCl_y^{n-x-y}, где n=2 для Sn(II) и 4 для Sn(IV), x=0÷4 и y=0÷4. В присутствии буфера Mn₂O₃-MnO₂ можно ожидать преобладание комплексных форм Sn(IV), Ni-NiO – преобладание комплексов Sn(II). Эффективность решения обратных задач повышается, если общую задачу можно разделить на подзадачи меньшей размерности. Поэтому на первом этапе решения была проведена отдельная обработка двух серий экспериментов с разными буферами.

Серия опытов с буфером Mn₂O₃-MnO₂ интерпретировалась в предположении

отсутствия комплексов Sn(II). Решение обратной задачи позволило удовлетворительно описать экспериментальные данные в предположении образования трех нейтральных комплексных форм: $\text{Sn}(\text{OH})_4^\circ$, SnOHCl_3° и SnCl_4° (рис.1). Добавление других возможных комплексных форм четырехвалентного олова не привело к улучшению решения задачи.

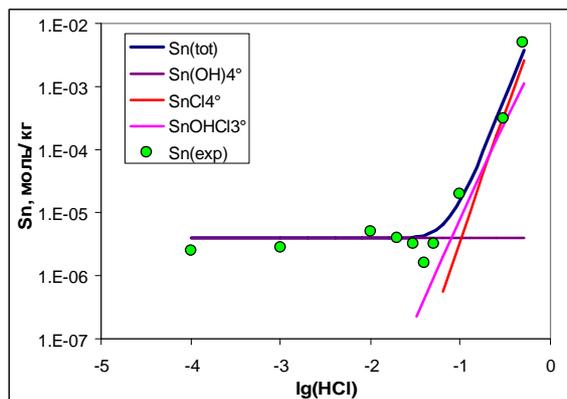


Рис. 1. Растворимость SnO_2 в растворе HCl в равновесии с буфером $\text{Mn}_2\text{O}_3\text{-MnO}_2$.

Затем, с использованием полученных данных были проведены расчеты для серии опытов с буфером Ni-NiO. Оказалось, что единственная ранее установленная форма, заметно влияющая на растворимость касситерита в равновесии с этим буфером – это $\text{Sn}(\text{OH})_4^\circ$ в опытах с чистой водой. В растворах, содержащих хлоридный ион, растворимость SnO_2 удовлетворительно описывается комплексами SnOHCl° и SnCl_2° (рис.2). Возможно также присутствие в подчиненных количествах комплекса SnCl_3^- . Прочие комплексы Sn(II) не вносят заметного вклада в растворимость SnO_2 в этих условиях.

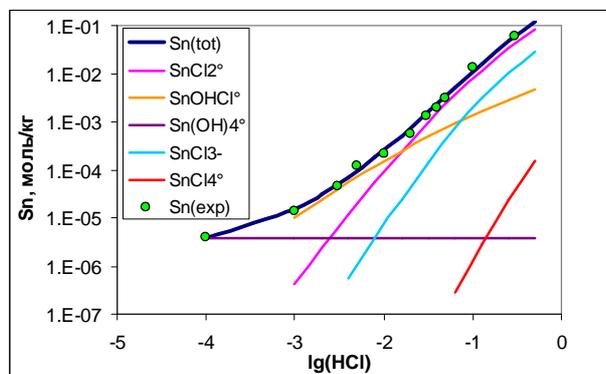


Рис. 2. Растворимость SnO_2 в растворе HCl в равновесии с буфером Ni-NiO.

На заключительном этапе была проведена глобальная оптимизация свободных энергий пяти установленных комплексов по общей совокупности экспериментальных данных (рис. 3).

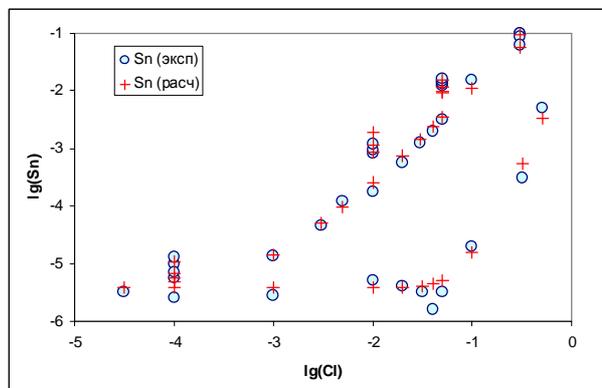
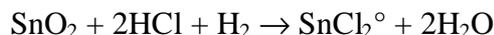
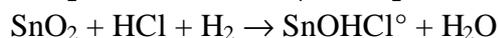
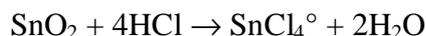


Рис. 3. Результат решения обратной задачи для системы $\text{SnO}_2\text{-HCl-NaCl(KCl)-H}_2\text{O}$ (36 эксп. точек).

Для реакций растворения SnO_2 с образованием установленных комплексных соединений:



рассчитаны константы (таблица).

Таблица. Константы реакций образования комплексных соединений Sn (500°C, 1 кбар).

Образующийся комплекс	pK, оптимизированные значения	pK по [1]
$\text{Sn}(\text{OH})_4^\circ$	$5,41 \pm 0,6$	5,5
SnOHCl_3°	$1,98 \pm 1,0$	2,30
SnCl_4°	$1,30 \pm 0,8$	1,30
SnOHCl°	$1,89 \pm 0,5$	$1,68 \pm 0,12$
SnCl_2°	$-0,005 \pm 0,5$	$0,18 \pm 0,08$

Полученные оптимальные значения хорошо согласуются с приведенными в [1].

Автор благодарен Б.Н.Рыженко и Н.И.Коваленко за предоставленные экспериментальные данные, Ю.В.Шварову за помощь в освоении программ HCh и OptimA, Д.В.Гричуку за руководство работой.

Литература

1. Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л. и др. Экспериментальное исследование растворимости касситерита в растворах HCl, HCl+NaCl(KCl) при температуре 500°C, давлении 1000 атм при фиксированных окислительно-восстановительных условиях. // Геохимия, 1986, № 2, С. 190-205.
2. Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows. // Геохимия, 2008, № 8, С. 898-903.
3. Шваров Ю.В. Решение нестандартных задач термодинамического моделирования с использованием программного пакета HCh для Windows. // XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии. Тезисы докладов, Черногловка, 2010, С. 191-193.

МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАНИЧЕСКИЙ РИФТ – КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТ

Промыслова М.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

(m.promyslova@yandex.ru)

Одной из важнейших закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре, которая приобретает роль геологического закона, является устанавливаемая в различных масштабах связь определенных групп месторождений с определенными типами структур, а также со слагающими их геологическими формациями [19, 23, 15, 3 и др.]. И то и другое, в свою очередь, зависит от геодинамических условий. В последнее время закономерности размещения и состав месторождений анализируется с позиций тектоники литосферных плит [13, 18, 1, 12 и многие другие]. При этом выясняется металлогеническая конвергентность различных геодинамических режимов. По мнению И.И. Абрамовича [1] это объясняется зависимостью рудогенеза прежде всего от глубинных РТ условий на уровне генерации рудоносных магм и флюидов, которые оказываются сходными в определенных зонах различных обстановок или на разных стадиях их развития.

Рудоносные вулканогенно-осадочные формации, вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения, могут образовываться в континентальных и межконтинентальных рифтах; зонах спрединга океанов и задуговых бассейнов; внутридуговых и тыловодужных трогах; «внеостроводужных рифтах» [12]. Рудообразование в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт в литературе практически не обсуждается. Вместе с тем именно в этой обстановке часто формируются крупные стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения, приуроченные к бимодальным базальт-риолитовым формациям.

Например, при раскрытии рифтов Аденского залива и Красного моря выделяются три стадии бимодального магматизма [25]. Наиболее ранняя из них началась 31-26,5 млн. лет тому назад с извержения риолитовых игнимбритов и следующих за ними щелочных, субщелочных и известково-щелочных базальтов, при этом в верхних частях разреза развиты дайки и силлы основного состава. Вторая стадия магматизма (25-15 млн. лет тому назад) проявилась внедрением тел гранитов и габброидов, а третья наступила 6,5 млн. лет тому назад и продолжается в настоящее время [28].

Синхронно магматизму сформировался Красноморско-Аденский пояс со стратиформной полиметаллической минерализацией [14]. По западному побережью Красного моря в пределах Египта раннемиоценовые свинцово-цинковые месторождения (Умм-Грейг, Абу-Аиз, Джебель-ель-Лусаз и др.) образуют пояс длиной 250-300 км и шириной 50 км, вытянутый вдоль северо-западных разломов, возникших в условиях растяжения при формировании грабена Красного моря. Для полиметаллических руд характерен широкий спектр сопутствующих элементов – Ag, Cu, Ti, V, Sr, Sn, Mo, Ni, Cr, As, Bi, Ge, Ga, Ta, Fe, Mn, Ba. Современное сульфидное рудообразование в многочисленных впадинах Красного моря имеет медно-цинковый характер [5].

Калифорнийский залив и Провинция Бассейнов и Хребтов на западе США также сформировались в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт. Раскрытие Калифорнийского залива связано с надвиганием в позднем кайнозое Северо-Американского континента на

срединно-океанический рифтовый пояс [26, 27]. Это привело к широкому развитию процессов растяжения в позднем кайнозое и формированию контрастной базальт-риолитовой формации с существенным преобладанием кислых разностей вулканитов, которые всегда более ранние и оторваны во времени от основных [10]. Они выполняют крупные вулканотектонические депрессии, образуя игнимбритовые поля риолитов и мелкие тела субвулканических пород. Среди перекрывающих их базальтов встречаются как известково-щелочные, субщелочные, так и толеитовые разности, близкие по составу к N-MORB. Последние приурочены к областям максимального растяжения: осевым частям грабенов юго-востока Провинции Бассейнов и Хребтов, а также центральным частям Калифорнийского залива.

В Провинции Бассейнов и Хребтов известны проявления сульфидных золотосеребряных руд. В районе Солтэн-Си в Калифорнии при бурении геотермальных скважин на глубине порядка 1,5 км был подсечен горячий рассол с аномально высоким содержанием калия, лития и тяжелых металлов [11]. При испытаниях на продуктивность из рассола отложился рудный материал с очень большим содержанием Ag, Pb, Cu, Zn, As, Bi, Sb.

Сульфидные постройки (около 100) выявлены во впадине Гуаймас, расположенной в центре Калифорнийского залива. Рифтовая долина залива заполнена терригенными осадками мощностью в несколько сот метров. В таких условиях базальтовые расплавы не достигают дна, а внедряются в виде даек и силлов в толщу ила. Тектоническое строение рифта определяется эшелонированным сочетанием грабенов северо-восточного простирания с поперечными трансформными разломами [9]. Впадина Гуаймас имеет ширину 2,5-3 км и ограничена параллельными сбросами северо-восточного простирания. В днище трога располагаются холмы высотой до 6-10 м и диаметром до 20-30 м, а также башни высотой 10-50 м и диаметром 30-70 м, сложенные медно-цинковыми колчеданными рудами [14, 29].

Геодинамическая обстановка перехода океанический рифт Обь-Зайсанского палеоокеана – континентальный рифт в пределах Алтае-Монгольского микроконтинента установлена для девонского этапа развития Рудного Алтая [16, 17].

Рудноалтайский полиметаллический пояс протягивается в виде полосы длиной около 500 км при ширине от 60 до 100 км в СЗ направлении. Геологическими границами пояса являются Иртышская и Северо-Восточная региональные зоны смятия, отделяющие Рудный Алтай соответственно от поздних герцинид Калба-Нарымской зоны, входящей в состав Зайсан-Гобийской складчатой системы [21] и каледонид Горного Алтая.

Своеобразие Рудного Алтая заключается в том, что между зонами смятия, имеющими сдвигово-надвиговую природу, заключены крупные продольные пликативные челноковидные структуры: Алейский антиклинорий, Быструшинский синклинорий, Синюшинский антиклинорий, Белоубинский синклинорий. Е.И. Филатов [20] подчеркивает, что антиклинории представляют собой остаточные поднятия додевонского фундамента, а синклинории – наложенные прогибы, являясь вулканотектоническими структурами первого порядка. Они имеют консидементационную природу и формировались в результате переработки континентального основания Рудного Алтая. Также в его структуре большую роль играют крупные региональные разломы северо-западного простирания.

Другая особенность Рудного Алтая заключается в том, что его фундамент расчленен серией субширотных, субпараллельных трансформных разломов, располагающихся поперек основных структур региона. Расстояния между разломами практически одинаково (около 40 км) и близки к таковым Красного моря и Калифорнийского залива. Некоторые из них не выходят за пределы Рудного Алтая, в то время как отдельные прослеживаются в соседней Калба-Нарымской зоне. Самым крупным является Лениногорско-

Семипалатинский разлом, протяженностью около 150 км.

Наиболее яркая особенность Рудного Алтая состоит в том, что все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения в его пределах приурочены к вулканогенно-осадочным толщам девона, выделяемым в базальт-риолитовую формацию эмс-франского возраста. Она включает 94,6% количества месторождений и 99,95% запасов металлов: свинца, меди и цинка [6]. В разрезе андезит-дацитовый формации фаменского яруса известны лишь отдельные рудопроявления и очень мелкое Заводинское месторождение. Еще более бесперспективна нижнекаменноугольная андезит-базальтовая формация, в которой известно лишь несколько рудопоявлений.

Базальт-риолитовая формация Рудного Алтая формировалась почти 30 млн. лет в три стадии: эмс-эйфельскую; живетско-раннефранскую; позднефранско-раннефаменскую. Для всех возрастных этапов характерно антидромное развитие: базальтовый вулканизм всегда следует за риолитовым [2]. В соответствии с этим возрастным рядом закономерно меняется состав слагающих ее вулканитов (от ранних калиевых до поздних натриевых) и руд (от ранних барит-полиметаллических к поздним медно-цинковым) [4].

Особенно ярко это выражено в пределах Лениногорского горнорудного района, в пределах которого магматизм эволюционировал от раннего щелочного, субщелочного и известково-щелочного к позднему толеитовому [17], а базальт-риолитовая формация включает три рудоносных уровня (рис. 1).

На нижнем наиболее продуктивном уровне, в верхах лениногорской свиты и в основном в крюковской свите расположено около 100 месторождений и рудопоявлений Лениногорского рудного поля: Риддер-Сокольное, Долинное, Новолениногорское, Крюковское и др., причем Риддер-Сокольное месторождение является самым крупным на Рудном Алтае. Месторождения приурочены к купольным структурам, сложенным гидротермально-

осадочными кварцитами, которые в верхней части сменяются хлоритолитами и серицитолитами. В момент рудообразования они представляли собой холмы размером 500-700 м и высотой 100-200 м, располагавшиеся вдоль синвулканических разломов. В процессе рудообразования рудные холмы подвергались разрушению, у их подножия и на склонах образовывались шлейфы рудокластов и линзы слоистых обломочных руд [4].



1-метаморфические сланцы, 2-вулканиты кислого состава, 3-субвулканические породы кислого состава, 4-терригенные образования, 5-риолиты, 3-вулканиты основного состава, 6-субвулканические породы основного состава, 7-рудные тела.

Рис. 1. Рудоносные уровни (I, II, III) базальт-риолитовой формации Лениногорского района.

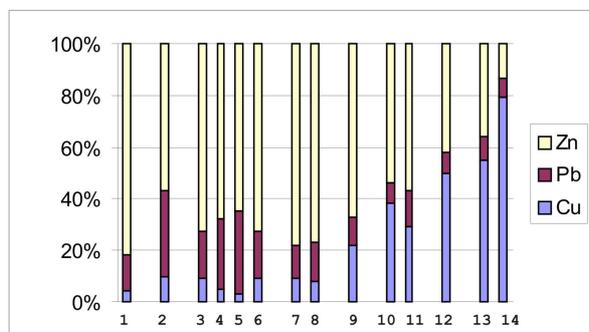
На среднем уровне, на контакте ильинской и сокольской свит находится также крупное Тишинское месторождение, приуроченное к сводовой части крупного Тишинско-Белолуговского стратовулкана.

На верхнем уровне, в успенской свите вблизи ее контакта с перекрывающей белоубинской расположены месторождения Чекмарь, Шубинское, Гуслияковское, Стрежанское, Старковское, относящиеся к двум типам: вулканокупольному и депрессионному.

Рудоносные уровни имеют различную продуктивность. Суммарные запасы свинца, цинка и меди всех месторождений Лениногорского района оцениваются в 16-17 миллионов тонн с учетом добычи за все предыдущие годы на Риддер-Сокольном и

Тишинском месторождениях. На нижний уровень приходится более 50%, на средний – около 35%, а на верхний – 12-13% запасов металлов, причем более 70% запасов свинца сконцентрировано на нижнем рудоносном уровне. Важно отметить обогащение руд Лениногорского района в промышленных концентрациях редкими металлами (Au, Ag, Cd, Sb, As, Bi, Sn, Se, Te, Hg, Ga, In, Ge, Tl, Co) [13].

Вверх по разрезу происходит смена барит-полиметаллических руд колчеданно-полиметаллическими и колчеданно-медно-цинковыми (рис. 2), что неоднократно отмечалось многими исследователями для Рудного Алтая в целом [24, 22, 15, 4 и другие].



Составлена по данным ЛГЭ [Олейник и др., 1991].
1-12 стратиформные руды Новоленинского (1), Долинного (2), Риддер-Сокольского (3-IV горизонт, 4-III горизонт, 5-II горизонт, 6-I горизонт), Тишинского (7-нижняя часть, 8-верхняя часть), Стрежанского (9), Шубинского (10-нижняя часть, 11-верхняя часть), Старковского (12) месторождений. Жильные руды Риддер-Сокольского (13), Старковского (14) месторождений.

Рис. 2. Соотношения свинца, цинка и меди в рудах Лениногорского района Рудного Алтая.

В то же время на каждом конкретном месторождении последовательность формирования руд происходит в направлении от серно-колчеданных к полиметаллическим и барит-полиметаллическим. При этом штокверковые медно-колчеданные руды, как правило, находятся на более низких горизонтах месторождений, образуя корни рудных залежей. Наиболее яркий пример тому – Риддер-Сокольское месторождение. Совершенно аналогичная зональность установлена для рудных построек Красного моря [7]. С.Г. Краснов [8] связывает ее формирование с температурным барьером, контролирующим накопление рудных

компонентов, при этом медь осаждается из более высокотемпературных гидротермальных растворов в штокверковых зонах. Когда же гидротермы достигают поверхности дна, в сульфидных рудах наблюдается весь спектр рудных компонентов (Cu, Zn, Pb, Fe).

Таким образом, в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт создаются благоприятные условия для формирования барит-полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и колчеданно-медно-цинковых месторождений, руды которых в промышленных концентрациях содержат редкие и благородные металлы. Подобная комплексность месторождений обусловлена участием вещества мантии в рудогенезе. Мантийный апвеллинг, связанный с океаническим спредингом, способствовал существенному разогреву глубин под краями континентов на простирающей зоне спрединга, что вызвало плавление пород мантии и коры, интенсивный магматизм, миграцию магм, флюидов и рудных компонентов. Последние отлагались как на поверхности над наиболее проницаемыми для них участками (стратиформные залежи), так и в зонах фильтрации рудоносных растворов (секущие залежи).

К подобным участкам относятся, прежде всего, места пересечения зон растяжения, располагавшихся вдоль оси спрединга, с трансформными разломами. Например, крупнейшие на Рудном Алтае месторождения-гиганты – Риддер-Сокольское и Тишинское – приурочены к наиболее протяженному Лениногорско-Семипалатинскому трансформному разлому.

Одним из основных факторов при формировании месторождений в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт является стабильность геодинамического режима, поскольку в этом случае не происходит резких изменений направления или интенсивности мантийного тепло-массопереноса, обеспечивающего рудоконцентрирующие процессы [1].

Литература

1. *Абрамович И.И.* Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1998. 140 с.
2. *Авдонин В.В.* Гидротермальные породы рудоносных вулканогенных комплексов М.: МГУ, 1994. 182 с.
3. *Авдонин В.В.* Прогнозирование и поиски колчеданно-полиметаллических месторождений М.: МГУ, 1995. 53 с.
4. *Авдонин В.В.* Формационный анализ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестник МГУ. Серия 4, геология, 1998. № 2. С. 17-23.
5. *Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.
6. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Под ред. Яковлева Г.Ф. М.: МГУ, 1978. 288 с.
7. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
8. *Краснов С.Г.* Гидротермальная деятельность и сульфидное рудообразование в океане. Автореф. дисс...докт. г-м. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология 1993. 45 с.
9. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения М.: Мир, 1983. 391 с.
10. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск Наука, 1985. 198 с.
11. *Мейсон Б.* Основы геохимии. М.: Мир, 1971. 311 с.
12. *Миронов Ю.А., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. и др.* Вулканизм и океанское колчеданнообразование М.: Научный мир, 1999. 176 с.
13. *Митчелл А. Х. Г., Гарсон М.С.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений М.: Мир, 1984. 496 с.
14. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании (ред. Рундквист Д.В. и др.). М.: Госкомнедра Геокарт, МАНПО, 1995. 468 с.
15. *Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ, 1995. 418 с.
16. *Промыслова М.Ю.* Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Доклады РАН, 2004. Т. 399, № 5. С. 655-657.
17. *Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестник МГУ. Серия 4, геология, 2005. № 4. С. 16-24.
18. *Рундквист Д.В.* Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений 1990. Т. XXXII, №6. С. 89-100.
19. *Смирнов В.И.* О металлогении океанов // Геология рудных месторождений, 1975. №1. С. 3-13.
20. *Филатов Е.И.* Базальт-риолитовые формации с колчеданно-полиметаллическим оруденением (на примере Рудного Алтая) // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. С.337-348.
21. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов). Тверь: ГЕРС, 2004. 269 с.
22. *Хисамутдинов М.Г.* Геосинклиальный вулканизм и рудообразование // Геология рудных месторождений, 1984. Т. XXVI, №3. С. 66-72.
23. *Щеглов А.Д.* К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений, 1989. Т. XXXI, №1. С. 13-25.
24. *Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я. и др.* Палеовулканологический анализ колчеданноносных провинций. М.: МГУ, 1984. 193 с.
25. *Cox K.G., Charnley N., Gil R.C.O., and Parish K.L.* Alkali basalt from Shugra, Yemen: magmass generated in the crust-mantle transition zone? // Magmatic processes and Plate tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1993. V.76. P. 443-453.
26. *Henry C. D., Aranda-Gomez J.J.* Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range // Tectonophysics, 2000. V.318, pp. 1-26.
27. *Jones C.Y., Wernicke B.P., Farmer G.L. et al.* Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province Western USA // Tectonophysics, 1992. V.213, pp. 57-96.
28. *Manetti P., Capaldi G., Chienese S. et al.* Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present // Tectonophysics, 1991. V.198, pp. 181-202.
29. *Peter S., Scott S.* Mineralogy composition and fluid inclusion micro-thermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Can. Miner., 1988. V.26, pp. 567-587.

ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Прусакова Н.А.

*ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия
(na_prusakova@mail.ru)*

Введение

Север Восточно-Европейской платформы в настоящее время является одним из наиболее перспективных регионов на обнаружение коренных источников алмазов. Кимберлитовый (лампроитовый) магматизм, в том числе, и алмазоносный, проявлялся здесь неоднократно и связан с тремя – рифейской, венд-кембрийской, средне-позднедевонской (среднепалеозойской), эпохами тектоно-магматической активизации. При этом, промышленно алмазоносный магматизм (месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) пока установлен только на Зимнем Берегу Белого моря и связан со среднепалеозойской эпохой тектоно-магматической активизации.

Принято считать, что зарождение очагов ультраосновного, в том числе кимберлитового, магматизма происходило в верхней мантии. Известные же кимберлитовые трубки размещаются либо в породах кристаллического фундамента либо - платформенного чехла. Следовательно, все пространство, занимаемое верхней мантией, консолидированной корой и осадочным чехлом, является средой, сквозь которую транспортировались продуктивные кимберлитовые расплавы. Очевидно, что этот процесс мантийно-корового взаимодействия должен быть отмечен, в первую очередь, изменением петрофизических параметров вмещающей среды, что, в свою очередь, должно было найти отражение в особенностях глубинного геолого-геофизического разреза литосферы и аномальной структуре геофизических полей. В связи с этим, вполне определенный интерес для совершенствования критериев и методики

прогноза коренных месторождений алмазов представляет выделение элементов глубинного строения литосферы, контролирующих локализацию кимберлитового (лампроитового) магматизма – глубинных кимберлитоконтролирующих структур.

В представленной работе рассмотрены элементы глубинного строения севера Восточно-Европейской платформы, которые в минерагеническом плане могут соответствовать потенциально алмазоносным субпровинциям и минерагеническим (кимберлитоконтролирующим) зонам. Они определяют структурную позицию алмазоносных (потенциально алмазоносных) кимберлитовых полей. Особенности глубинного строения самих алмазоносных кимберлитовых полей подробно рассмотрена в ряде публикаций [6, 7, 8].

Информационная база и методы исследований

При выявлении глубинных кимберлитоконтролирующих структур использовался метод аналогий, т.е. связь тех или иных физико-геологических неоднородностей (проявленных на различных глубинных уровнях литосферы и выраженных аномальными особенностями геофизических полей) с локализацией кимберлитового (лампроитового) магматизма устанавливалась эмпирическим путем.

Изучение глубинного строения севера восточно-Европейской платформы проводилось на базе обобщения и комплексной интерпретации данных мелко-среднемасштабных (1:2 500 000, 1:1 000

000, 1:200 000) геофизических (гравиметрических, магнитометрических, глубинных сейсмических, тепловых и т.д.) и геологических съемок. Также использовались и в различной степени учитывались интерпретационные материалы, полученные в разные годы многими организациями и исследователями. В процессе исследований анализировался характер распределения (как по латерали, так и по вертикали) различных геофизических параметров (сейсмических, плотностных, магнитных и др.) практически по всей толще (включая верхнюю мантию и земную кору) литосферы европейского севера. Выделение глубинных кимберлитоконтролирующих структур реализовывалось в режиме сопоставления, увязки и корректировки всей используемой совокупности разноплановой и разномасштабной геолого-геофизической информации.

Элементы глубинного строения литосферы севера Восточно-Европейской платформы, контролирующие локализацию полей кимберлитового и родственного ему магматизма

На севере Восточно-Европейской платформы по совокупности геолого-геофизических данных выделен ряд элементов глубинного строения литосферы, носящих площадной (блоковый) и линейный характер.

Это три крупных глубинных блоковых структуры литосферы – Кольско-Беломорская (площадью порядка 300 тыс км²), Западно-Карельская (площадью порядка 200 тыс км²) и Водлозерская (площадью порядка 85 тыс км²). Общей чертой этих литосферных блоков является сочетание следующих параметров: относительно повышенных глубин залегания подошвы (более 150 км) и кровли верхней мантии (37,5-42,5 – для Кольско-Беломорского блока и более 42-45 км – для Западно-Карельского и Водлозерского); нормальных (в среднем 8,1-8,2 км/с) значений скоростей продольных волн в верхней мантии (в ее подкоровом горизонте); пониженных глубин залегания

(менее 2,5 км) с выходом на современный уровень эрозионного среза в пределах Балтийского щита поверхности кристаллического фундамента; пониженного (менее 30 мВт/м²) теплового потока; относительно повышенных значений региональной составляющей поля силы тяжести, обусловленных гравитирующими объектами, расположенными в земной коре. Подобные региональные физико-геологические неоднородности литосферы отмечаются в глубинном строении и других (например, Восточно-Сибирской) древних платформ. В плане алмазности, статистика указывает на перспективность именно таких блоков литосферы. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазным субпровинциям.

Кольско-Беломорская блоковая структура литосферы включает части структур докембрийского кристаллического фундамента, сформированных разновозрастными гранулитогнейсовыми комплексами: Кольского позднеархейского геоблока (в составе фрагментов Центрально-Кольского и Терского блоков), Беломорского позднеархейского подвижного пояса, Лапландско-Колвицкого раннепротерозойского коллизионного гранулитового пояса. В пределах этого блока расположены практически все проявления кимберлитового и родственного ему магматизма среднепалеозойского возраста. Это кимберлиты и родственные им породы Зимнего Берега (в том числе и промышленно алмазные месторождения им. Ломоносова и им. Гриба), Ижмозерское поле слабоалмазных мелилититов, проявления кимберлитового и родственного ему магматизма береговых частей Кандалакшского залива. В пределах Кольско-Беломорского литосферного блока расположены рифейские лампроитовые дайки Порьей Губы. Среднепалеозойские Ненокское поле оливин-пироксеновых мелилититов, Турьинское, Полтинское и Пинежское поля проявлений толеитовых базальтов, а также рифейские лампроиты

Ветреного пояса (Левушкаозерский р-он) приурочены к периферическим частям Кольско-Беломорского блока литосферы. Как уже отмечалось выше, данная глубинная структура в минерагеническом плане может соответствовать одноименной или, по-видимому, так называемой Архангельской алмазоносной провинции.

По своему пространственному положению выделенные по совокупности геофизических данных Западно-Карельская и Водлозерская глубинные блоковые неоднородности литосферы совмещаются с большими частями одноименных тектонических блоков древней консолидации Карельского кратона (модельный неодимовый возраст >3 млрд. лет).

В пределах Западно-Карельской блоковой глубинной неоднородности литосферы (в ее южной части) расположены алмазоносные кимберлиты вендского возраста Куопио-Каави. Неалмазоносные среднерифейские кимберлиты и лампроиты Кухмо-Лентиры приурочены к северной границе этой глубинной неоднородности. Интересно отметить, что поля позднерифейских слабоалмазоносных кимберлитов Куусамо и среднерифейских лампроитов Костомукши располагаются в пределах Западно-Карельского тектонического блока, но уже в северном и северо-восточном обрамлении рассматриваемой глубинной неоднородности. Здесь в глубинном строении литосферы по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ фиксируется локальный подъем (до глубин 38 -36 км) в поверхности Мохоровичича, который совмещается в плане с положительной аномалией поля силы тяжести и Вокнаволоцким (Войницким) блоком второго порядка, сложенным неоархейскими гранулитам. Существует мнение [4], что гранулитовый метаморфизм этого блока является низкобарическим, наложенным, вторичным и связанным с плюмом. Данное обстоятельство, вероятно, и нашло свое отражение в отмеченных особенностях глубинного строения Западно-Карельского тектонического блока.

К Водлозерской блоковой глубинной неоднородности литосферы приурочены тела слабоалмазоносных кимберлитов Кимозера и района Пряжи раннепротерозойского возраста.

Рассмотренные литосферные блоки в свою очередь осложнены структурами второго порядка. Среди них отмечаются структуры, проявленные отдельными среднечастотными (с периодом 50-100 км) гравитационными максимумами. Последние, согласно существующим представлениям о природе источников гравитационных аномалий различной частотности Балтийского щита [3], могут быть связаны с локализованными поднятиями кровли промежуточного слоя земной коры – возможно, палеоподнятиями протокоры. Большинство проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма локализуется на флангах этих структур. Так Зимнебережное промышленно алмазоносное кимберлитовое поле (с месторождениями им. Ломоносова и им. Гриба) приурочено к юго-восточному флангу Кольско-Кулойского палеоподнятия протокоры, выделенного в пределах рассмотренного выше Кольско-Беломорского литосферного блока [6, 7]. Оно характеризуется сочетанием среднечастотных (с периодом 75 км) максимума (Зимнебережного) Δg и минимума $(\Delta T)_a$ – сочетанием параметров, характерных для пород, сохранивших свой первичный состав и физические свойства, присущие раннеархейским образованиям первичной коры [1, 3]. По всей видимости, Кольско-Кулойское палеоподнятия протокоры соответствует наиболее стабильному участку литосферы, в пределах которого могла быть обеспечена сохранность алмазоносного потенциала верхней мантии.

Помимо блоковых структур в глубинном строении литосферы севера Восточно-Европейской платформы выделяется ряд протяженных линейных зон северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания. По данным глубинных сейсмических исследований они носят транскоровый

характер. В потенциальных геофизических полях проявлены аномалиями соответствующих простираний. В пределах рассмотренных выше глубинных блоковых неоднородностей литосферы, отождествляемых с потенциально алмазонасными субпровинциями, эти линейные структуры могут соответствовать кимберлитоконтролирующим зонам.

Более подробно остановимся на одной из этих зон, выделенной в пределах охарактеризованной выше Кольско-Беломорской глубинной блоковой неоднородности литосферы (субпровинции). Данная линейная структура, шириной 125 км северо-западного простирания, названная Кольско-Полтинская, прослеживается с Кольского полуострова на Зимний Берег Белого моря, до р. Полты и далее до р. Вычегды. К ней приурочены проявления кимберлитов (в том числе и промышленно алмазонасных месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) и родственных им пород Зимнего и Терского Берегов Белого моря. Ее наиболее контрастно проявленными признаками являются: линейная малоамплитудная (с амплитудой порядка 2-5 км на фоне 37,5-40,0 км) депрессия в кровле верхней мантии северо-западного простирания, заполненная образованиями гранулит-базитового слоя земной коры с несколько повышенными скоростными характеристиками ($V_p=7,10-7,20$ км/с на фоне 7,0 и менее км/с, $V_p/V_s=1,78-1,82$ на фоне 1,7 и менее); полосовая зонально построенная (в крест ее простирания) среднечастотная аномалия поля силы тяжести того же – северо-западного, простирания. В пределах Балтийского щита данная глубинная структура прослеживается вдоль раннепротерозойской коллизионной зоны Лапландско-Беломорского подвижного пояса, выделяемой по Лапландско-Колвицкому поясу гранулитов, примыкая к ней с северо-востока. С этой глубинной зоной ассоциируют в плане также Керецкий и Падунский грабены Керецко-Лешуконской ветви Беломорского (Онего-Двинского) авлакогена. Следует отметить, что при таком пространственном

совмещении рифтогенная природа (обычно выраженная встречным смещением кровли верхней мантии и поверхности кристаллического фундамента) этих рифейских грабенов не обнаруживается или сильно затушевана последующими тектоническими преобразованиями. Можно предположить, что во время палеозойской активизации Беломорского авлакогена участок литосферы в области его Керецко-Лешуконской ветви (совмещенной с Кольско-Полтинской зоной), по-видимому, не испытывал растяжения, наоборот, его эволюция протекала в обстановке двухстороннего (со стороны Онежского прогиба и Мезенской синеклизы) сжатия. Кольско-Полтинская зона имеет плановое совмещение с малоамплитудным палеоподнятием в ранне-среднепалеозойских отложениях платформенного чехла (того же, северо-западного, простирания), разделяющим области преимущественного прогибания Мезенской синеклизы и Онежского прогиба [6]. Проведенный анализ структурно-временных связей позволяет сделать вывод, что геодинамическая обстановка развития Кольско-Полтинской тектонической зоны на этапах тектогенеза, предшествующих проявлению кимберлитового магматизма Зимнего Берега, характеризуется устойчивым режимом преобладающего сжатия и поднятия. Исключение составляет лишь рифейский этап, в ходе которого литосфера Кольско-Полтинской зоны, по-видимому, была подвергнута частичной деструкции, связанной с рифтогенными процессами в пределах Керецко-Лешуконской ветви Беломорского авлакогена. Следует отметить, что подобные глубинные линейные структуры выделяются в глубинном строении литосферы и других древних платформ. В зарубежной литературе они получили название «кимберлитовых коридоров». При этом рядом исследователей [2, 5, 6, 9] именно подобным структурам отводится ведущая роль в контроле промышленно алмазонасных кимберлитовых полей.

Заключение

В результате проведенных исследований в глубинном строении севера Восточно-Европейской платформы был выделен ряд разноплановых и разномасштабных физико-геологических неоднородностей, с которыми в той или иной степени пространственно ассоциируют проявления кимберлитового и лампроитового магматизма, в том числе и Зимнего Берега с промышленно алмазоносными трубками месторождений им. Ломоносова и им. Гриба. Выделенные элементы глубинного строения в разной степени соотносятся с тектоническим планом кристаллического фундамента и осадочного чехла изученного региона. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазоносным субпровинциям (Кольско-Беломорской, Западно-Карельской и Водлозерской) и кимберлитоконтролирующим зонам. Следует отметить, что степень достоверности определения границ кимберлитоконтролирующих структур зависит от степени изученности рассматриваемого региона, в первую очередь, глубинными геофизическими методами.

Наблюдается особенность в пространственно-временном распределении вскрытых на сегодняшний день проявлений кимберлитового и родственного ему магматизма. Все магматические тела этих пород среднепалеозойского возраста (в том числе и промышленно алмазоносные месторождения им. Ломоносова и им. Гриба) сосредоточены в пределах Кольско-Беломорской (Архангельской) субпровинции. Рифейские и вендские кимберлиты и лампроиты приурочены к Западно-Карельской субпровинции. Раннепротерозойские кимберлиты расположены в пределах Водлозерской субпровинции.

В пределах субпровинций алмазоносные кимберлитовые поля локализуются на флангах палеоподнятий протогоры в узлах, образованных пересечением кимберлитоконтролирующих

зон между собой или кимберлитоконтролирующей зоны с глубинными разломами.

Литература

1. *И.В. Головин, В.В. Петров* Связь региональных магнитных аномалий с особенностями геологического строения и геохимической специализации Восточной части Балтийского щита // Исследования региональных магнитных аномалий платформенных областей. Сб. научных трудов Киев: НауковаДумка, 1984. С. 190-200.
2. *Ю.К. Голубев, В.И. Ваганов, Н.А. Прусакова* Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы, 2005, №1, С. 55-70.
3. *Э.Н. Лишевский* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника 1998, № 3, С. 59-70.
4. *С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев* Неоархейские гранулиты Карелии – геологическое положение и геодинамическая интерпретация. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 2-4 октября 2007г. Санкт - Петербург, ИП Каталкина, 2007, С. 201-205.
5. *А.В. Манаков* Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геолого-геофизических данных // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001, С. 270-277.
6. *Н.А. Прусакова* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. Автореферат канд. дисс. М., 2004.
7. *Н.А. Прусакова* Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область. // Руды и металлы. №2, 2006, стр. 53-64.
8. *Н.А. Прусакова* Принципы выделения участков ранга «куста» кимберлитовых тел в Зимнебережном поле на основе структурно-геофизического районирования. // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург, № 26, 2005, С. 179-185.
9. *Б.Р. Штунт* Тектонические обстановки проявлений магматизма на востоке Сибирской платформы в Неогее // Геотектоника 1992, №3, С. 45-63.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А.

*ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки, Россия
(fgugp@geolog.kmv.ru)*

В тектоническом отношении Северный Кавказ является составной частью Альпийско-Гималайской складчатой системы и Евразийского континента. Объективная оценка минерально-сырьевого потенциала региона и основных направлений его воспроизводства должны основываться на современных представлениях о его геологическом строении, геодинамики и минерагении, опирающиеся на материалы государственного мелко- и среднемасштабного геологического картирования.

Начатое с середины девяностых годов прошлого столетия обновление геологической основы обеспечило высокую степень геологической изученности, в первую очередь, горного сооружения Большого Кавказа, в меньшей степени – равнинного Предкавказья. К настоящему времени Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 третьего поколения охватывает более семидесяти пяти процентов территории Северного Кавказа, в 2005 году завершены работы по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 (ГК-1000/3) листа L-38 (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), в 2008 - листов K-37, 38, 39 (ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», ФГУГП «Кавказгеолсъемка»). В процессе геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 (ГДП-200) за период 1993-2010 гг. проведено обновление среднемасштабной геологической основы на площади более 120 тыс. кв.км, охватывающей 30 номенклатурных листов (в пределах юрисдикции Российской Федерации) металлогенически и экологически нагруженных территорий Западного и Центрального Кавказа, Западного, Центрального и Восточного

Предкавказья. При этом, следует отметить, что совершенно не обеспечена современной геологической основой территория Восточного Кавказа. На материалах работ по ГДП-200 и ГК-1000/3 в 2007-2008 гг. был подготовлен ГИС-Атлас российской части Кавказа и прилегающих акваторий (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка», ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»).

Научно-методическое обеспечение региональных исследований осуществлялось путем проведения тематических работ стратиграфического, петрологического и других направлений. На бюро МСК в качестве унифицированной стратиграфической схемы в 2000 году утверждена стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья, в 2006 г - верхнемеловых отложений, в качестве корреляционной утверждены в 2000 г стратиграфическая схема девонских отложений, в 2001 году - силурийских, в 2002 – неогеновых [2]. В 2008 году была подготовлена стратиграфическая схема нижнемеловых отложений (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), переданная для доработки и апробации специалистам ВСЕГЕИ. В настоящее время нуждаются в дополнении и актуализации схемы корреляции стратифицированных протерозойских образований, стратиграфические схемы юрских и триасовых образований, подготовленные более тридцати лет назад.

В 2001 году ФГУГП «Кавказгеолсъемка» завершены работы по оценке изученности магматических комплексов Северного Кавказа, по доюрским комплексам выбраны массивы, предлагаемые в качестве эталонных объектов, для Эльбрусского риолит-дацитового вулканического комплекса

создана основа для разработки его эталона. Отсутствие финансирования не позволило провести работы по составлению эталонов магматических комплексов Северного Кавказа. На сегодняшний день также отсутствует утвержденная корреляционная схема магматических комплексов, основа которой заложена при составлении серийных легенд ГК-200/2 и ГК-1000/3. Разнообразие магматических комплексов и точек зрения о их объеме, составе, возрасте, генезисе и рудоносности снижают возможность использования магматического фактора при оценке рудоносности территорий.

Наиболее дискуссионными в настоящее время являются вопросы по строению, возрасту метаморфических комплексов кристаллического основания Большого Кавказа, систематические исследования которых практически прекратились в конце прошлого века. В начале 90-х годов была дана достаточно детальная петрологическая характеристика основных регионально метаморфизованных комплексов Большого Кавказа, новые геолого-петрологические данные, значительно изменяющие прежние представления о возрасте, взаимоотношениях и составе пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Большого Кавказа, о времени и характере испытанного ими полициклического регионального метаморфизма, приведены в монографии И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелиа [1], многочисленных работах М.Л. Сомина и др., однако в должной мере не обобщены и не систематизированы. На сегодняшний день крайне мало систематических прецизионных Rb-Sr и U-Pb датировок метаморфических комплексов, которые зачастую носят противоречивый характер. В работах М.Л. Сомина [4 и др.] последних лет предполагается палеозойский возраст регионального метаморфизма, Северо-Кавказские геологи считают этот вывод преждевременным, недостаточно обоснованным.

Новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, полезным ископаемым, полученные в результате

проведенных в последнее время региональных геологических исследований, позволили существенно уточнить геологическое строение и на этой основе дать новую оценку его металлогенического потенциала [3].

Территория Северного Кавказа в современной структуре охватывает с юга-юго-востока на северо-восток (рис. 1): фрагменты Черноморской впадины и системы Закавказских межгорных прогибов, Северо-Кавказскую складчато-блоковую систему (складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа), зону Предкавказских краевых прогибов и поднятий, Мизийско-Скифско-Туранскую платформу (Скифская эпигерцинская плита Предкавказья, Скифская плита Среднего Каспия, зона Маньчских прогибов, кряж Карпинского и юго-восточная часть Донецкого кряжа) и Восточно-Европейскую платформу (Ростовский выступ, южные части Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины). В геологическом строении этих структурно-морфологических элементов участвуют осадочные, метаморфические и магматические породы широкого возрастного диапазона (от докембрия до голоцена), образующие домезозойский комплекс основания (кристаллический фундамент), триасовый переходный комплекс, широко развитый в предкавказье и мезо-кайнозойский (юра – неоген) осадочный чехол, киммерийские и альпийские складчатые зоны Южного склона Большого Кавказа.

Наиболее сложное строение имеет Северо-Кавказская складчато-блоковая система, северная граница которой условно проводится по выходам на поверхность эоценовых отложений. В соответствии с принятым авторами районированием в ее альпийской структуре различаются (с севера на юг): Северо-Кавказская моноклираль, складчато-глыбовые поднятия Центрального и Восточного Кавказа и покровно-складчатые зоны системы Южного склона [3]. Северо-Кавказская моноклираль сложена трансгрессивно залегающим мальм-эоценовым комплексом осадков, запечатывающим домезозойский

фундамент и структуры киммерийского

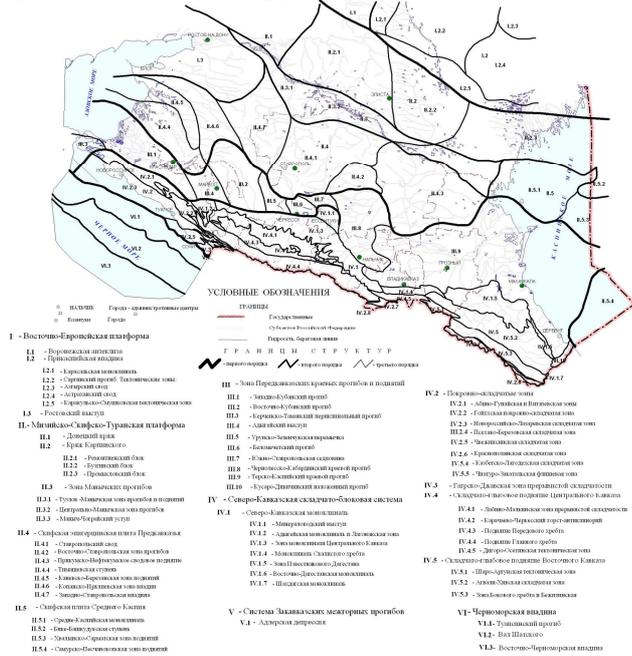


Рис. 1. Тетктоическое районирование Северного Кавказа и Предкавказья (альпийский этап) (по И.И. Грекову, Г.И. Баранову с изменениями и дополнениями)

этажа. Представлена (с запада на восток) Адыгейской моноклиной и Лагонакской зоной, Минераловодским выступом, зоной моноклинали Центрального Кавказа, моноклиной Скалистого хребта, зоной Известнякового Дагестана, Восточно-Дагестанской и Шагдагской моноклиналями. Складчато-глыбовое поднятие Центрального Кавказа охватывает наиболее поднятую часть горного сооружения Центрального Кавказа с выходом на дневную поверхность доюрского основания и отличается ярко выраженным блоковым строением. В структуре блоков поднятия получили широкое развитие крупноамплитудные выступы, отделенные друг от друга относительно узкими (от 2 до 20 км) щелевидными депрессиями, в которых отложения ранне-средней юры «затащены» на значительную глубину (до 1 км) и интенсивно деформированы. С севера на юг здесь различаются Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, Дигоро-Осетинская зона, складчато-глыбовые поднятия Передового и Главного хребтов, разделенные Пшекиш-Тырныаузской

межблоковой шовной зоной. В современной структуре поднятия Главного хребта различаются Чугушский, Софийский, Тебердинский, Балкаро-Дигорский, Шхарский и Адайхохский тектонические блоки-горсты, разделенные узкими депрессиями, заполненными юрскими осадками. Все они косо ориентированы по отношению к ограничивающим разломам, постепенно срезаются ими, подчеркивая левосдвиговую морфологию этих нарушений.

Складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа представляет собой перекрытое юрским складчатым чехлом поднятие с отметками до 3,5 – 4 км. Внутренняя структура характеризуется развитием субширотных и общекавказских киммерийских складчатых зон, разделенных крутыми разломами типа взросов. С северо-запада на юго-восток здесь выделяются складчатые зоны Шаро-Аргунская, Агвали-Хивская, Бокового хребта и Бежитинская. Покровно-складчатые зоны системы Южного склона представляют собой шарьированные на складчато-глыбовые поднятия, сложно дислоцированные, осадочные и вулканогенно-осадочные литодинамические комплексы, сформировавшиеся в глубоких прогибах, комплекс основания в которых не известен. Наиболее полно они проявлены в пределах Западного Кавказа, частично они обнажаются в пределах Центрального и Восточного Кавказа. На Западном Кавказе они представлены киммерийскими Гойтхской, Псехако-Березовской, Краснополянской и альпийскими Витязевской, Абино-Гунайской, Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской покровно-складчатыми зонами. Здесь же выделяется Гагрско-Джавская зона, представляющей собой складчато-глыбовое поднятие, сложенное формациями островной дуги (средняя юра) и островного шельфа (верхняя юра-эоцен). В пределах Центрального и Восточного Кавказа отмечаются фрагменты киммерийской Казбегско-Лагодехской и альпийской Чиатуро-Закатальской (Местийско-Тианетской) покровно-

складчатых зон. Киммерийские структуры представлены осадками осевой части и подножий континентального склона ранне-среднеюрского рифта, альпийские - флишевыми и субфлишевыми образованиями, которые в коллизионный этап были интенсивно деформированы и шарьированы на края Закавказской и Скифской плит. Характеризуются ярко выраженным покровно-надвиговым и чешуйчатым стилем тектоники, интенсивной дизъюнктивной и разрывной тектоникой.

В строении кристаллического фундамента складчато-глыбового поднятия Центрального Кавказа участвуют мигматиты и образования, претерпевшие региональный метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже субгранулитовой фаций, инъецированные магматическими породами от ультраосновного до кислого составов [3]. В доюрском основании Большого Кавказа на дневную поверхность выведен Центрально-Кавказский сегмент, вовлеченного в орогенное поднятие цоколя Скифской эпигерцинской плиты, в структуре которого обособились горст-антиклинории Карачаево-Черкесский и Главного хребта, грабен-синклинорий Передового хребта.

Доверхнепалеозойское основание всех этих структур сложено тектонически совмещенными литопластинами-террейнами [3, 4]: в Главном хребте - Буульгенский паравтохтон, Макерский аллохтон и, предположительно, перемещенные с севера из грабен-синклинория Передового хребта Лабинский и Дамхурцевский аллохтоны; в Передовом хребте - на позднепротерозойском Армовско-Шаукольском паравтохтоне, залегает пакет герцинских тектонических покровов (Тоханский, Кызылкольский, Марухский и Ацгаринский), представленных шарьированными фрагментами раннегерцинской островодужной системы; Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий представлен Бечасынским блоком-террейном.

Герцинские структуры «запечатываются» верхнепалеозойско-триасовой молассой (неоавтохтоном), наиболее полно сохранившейся в грабен-синклинорий Передового хребта и лишь фрагментарно в Главном хребте и Карачаево-Черкесском горст-антиклинории.

Осадочный чехол представлен двумя структурно-формационными комплексами - ранне-среднеюрским терригенным и вулканогенно-терригенным, позднеюрско-плиоценовым карбонатным и терригенно-карбонатным, отвечающим киммерийскому и альпийскому структурным этапам.

Особая роль в структуре региона принадлежит субмеридиональным - северо-западным (315-330°) складчато-разрывным структурам - Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской, обусловивших сегментацию горного сооружения на Северо-Западный, Центральный и Восточный Кавказ.

На территории Северного Кавказа выделено более 50-ти магматических комплексов. Доюрские интрузивные образования представлены альпинотипными гипербазитами протерозоя в кристаллическом основании, нижнепалеозойской офиолитовой ассоциацией, гранитоидами и комплексом малых интрузий среднего-верхнего палеозоя, к мезокайнозойским интрузивным образованиям принадлежат гранодиориты и граниты триаса, дайковые пояса, интрузивные массивы основного - кислого состава, вулканоплутонические ассоциации ранней-средней юры, позднеальпийские гранитоиды, гранодиорит- и граносиенит-порфиры [3]. Разнообразие точек зрения о возрасте интрузивных образований, генезисе и связи с полезными ископаемыми существенно снижают использование магматического фактора при оценке рудоносности территории.

В пределах Большого Кавказа профилирующими являются рудные полезные ископаемые (W, Cu, Pb и Zn, Hg, Au, U). Важную роль играют минеральные воды, на основе которых функционируют санаторно-курортные зоны Всероссийского значения (Кавказские Минеральные Воды,

Черноморское побережье). В равнинной части региона главная роль принадлежит нефти и газу, титан-циркониевым россыпям и неметаллическим полезным ископаемым. В истории развития Северного Кавказа достоверно различаются четыре металлогенические эпохи: догерцинская (PR2-O), герцинская (S-P), киммерийская (J1-2) и альпийская (J3-Q). Металлогенический облик первой из них связан с образованием древней континентальной коры, герцинской – с геодинамическими обстановками океанической коры, островной дуги и коллизии, активной континентальной окраины и внутриконтинентального рифтогенеза, киммерийской – с развитием спрединговых рифтогенных глубоководных бассейнов и периконтинентальных зон активизации, альпийской – с коллизионной обстановкой. Менее уверенно может быть намечен индосинийский этап (Т).

Основу имеющихся карт минерагенического районирования Северного Кавказа составляет линейная минерагения и все зоны, в подавляющем большинстве, соответствуют структурно-формационным таксонам. Важнейшими из них являются следующие минерагенические зоны: герцинские уран-золото-меднорудная Передового хребта и редкометалльная вольфраморудная Главного хребта, киммерийские Приводораздельная меднорудная, Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая, Черек-Кубанская золоторудная, альпийские уран-полиметаллическая Скалистого хребта и Центрально-Кавказская уран-редкометалльно-золоторудная область.

Полученные при подготовке комплектов Госгеолкарты-200/2 и Госгеолкарты-1000/3 данные позволили значительно увеличить ресурсный потенциал титан-циркониевых россыпей (Ставропольский и Ергенинский россыпные районы), углеводородного сырья (Центральное, Западное и Восточное Предкавказье), золота, вольфрама, полиметаллов, меди (зоны Передового и Главного хребта).

Основными, однозначно не решенными, проблемами и задачами геологии и минерагении Северного Кавказа являются обоснование возраста ряда стратиграфических подразделений, обновление стратиграфических схем фанерозоя, уточнение абсолютного возраста магматических и метаморфических образований, создание региональной схемы их корреляции, развитие металлогенических исследований с акцентом на металлогению конкретных рудных районов.

Литература

1. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрииско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М., 2005, с. 458.
2. Потапенко Ю.Я., Энна Н.Л. Результаты деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий 2000-2009 гг. Северо-Кавказская РМСК / Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.39. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, РАН, МСК России С. 18–28.
3. Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л. Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние (Геологический атлас Северного Кавказа м-ба 1 000 000). В сб.: Региональная геология и металлогения. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2005, №25, с. 27-38.
4. Сомин М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа / В кн. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 15 – 38.
5. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М., Наука, 1984, 96 с.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛИД: СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ГЛОБАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ**Пучков В.Н.***Институт Геологии Уфимского научного Центра РАН, Уфа, Россия
(puchkv@ufaras.ru)*

Определяя место уралид в пространственно-временных координатах, необходимо прежде всего рассмотреть вопрос об адекватности общепринятой системы фаз и эпох тектонической активности Земли в палеозое. До настоящего времени преобладает традиционное представление о двух тектонических эпохах в истории палеозоя – каледонской, с тектонотипом в Каледонском орогене, и герцинской или варисской, с тектонотипом в варисцидах Центральной и Западной Европы. Однако по современным данным, варисская эпоха орогенеза и складчатости ограничена поздним девонем и карбоном [17]. На Урале орогенез начался также в позднем девоне, однако он продлился до конца поздней перми, и после перерыва завершился повсеместно проявившейся древнекиммерийской фазой складчатости в конце ранней юры [8]. Таким образом, пермская эпоха складчатости, протяженностью 50 млн. лет, имеет право на самостоятельное название уральской, тем более что название уралиды уже получило широкое распространение в применении к Уралу [6]. Находящиеся на простирании Урала Таймыр на севере и Южный Тянь-Шань на юге также характеризуются проявлением складчатости в перми и раннем мезозое и на основании этого могут быть отнесены к уралидам [2,8,11,21].

Уралиды Урала представляют собой складчатую систему с полным циклом Вильсона, от рифтогенеза и заложения океанической коры в начале раннего палеозоя до коллизии типа континент-континент в позднем палеозое и раннем мезозое [8]. Такой стиль развития характерен для каледонид и варисцид Западной и Центральной Европы. Однако в глобальном аспекте не менее характерен и тихоокеанский тип развития, с

последовательной аккрецией континентов, начиная с рифея, и частичными (континент-микроконтинент, континент-островная дуга) коллизиями в фанерозое [11]. Что же касается коллизии типа континент-континент, то она произойдет на месте Тихого океана не скоро (или не произойдет вовсе, если начнется субдукция в океанах атлантического типа).

Специфической чертой Урала является коллизия типа островная дуга–пассивная континентальная окраина [13]. Такой процесс не описан в соседнем Центрально-Азиатском складчатом поясе и отсутствует в целом ряде других регионов. В то же время, его проявления наблюдаются в таконских структурах Аппалачей и Ирландии, на Тайване, в паре Зондская дуга–Северная Австралия, и, вероятно, в Восточной Австралии (дуга Макуори), в Южном Средиземноморье и других местах [19].

Современная структура Урала отличается рядом типичных особенностей, характерных для внутриконтинентальных орогенов. Такой особенностью является прежде всего его бивергентность, квазисимметрия [8,10,14]. До принятия тектоники литосферных плит в качестве ведущей парадигмы, преобладало представление о двух типах орогенов – бивергентных и моновергентных [4]. К последним относились Аппалачи, скандинавские и гренландские каледониды, варисциды Центральной Европы. Впоследствии было ясно показано, что первоначально все эти орогены были бивергентны, и их кажущаяся моновергентность обусловлена либо расколом и дрейфом континентов, либо наложением более поздних орогенов. Урал же сохранился в более или менее неискаженном виде.

Причина бивергентности орогенов достаточно очевидна. Ороген уральского типа образуется за счет выжимания относительно пластичных масс, расположенных на границе жестких и низко расположенных литосферных плит. Вследствие этого происходит разваливание деформируемых масс на эти плиты, в обе стороны от оси орогена. Проявлением такого механизма является образование типичного латерального ряда структур: «тонкокожие» складчато-надвиговые структуры сменяются внутри орогена «толстокожими», а те в свою очередь – структурами раздавливания и выжимания (сутурными зонами, зонами «сдвига») [8].

Деформации на крыле орогена могут быть описаны в рамках теории деформационного клина, в соответствии с которой под деформируемым клином возникает поверхность тектонического срыва (детachment), и новые надвиги последовательно возникают под этим клином на его внешней стороне [9 и ссылки в этой работе]. В широком плане, следствием этого является хорошо выраженная «стратиграфия тектонических покровов», согласно которой более древние (по времени образования) покровы располагаются выше более молодых. Такая закономерность, описанная для Альп, Тянь-Шаня, Аппалачей и других складчатых областей, по-видимому, справедлива и для тектонических покровов западного склона Урала [2, 8, 11,12]. Особенностью Урала является наличие сильно проявленных поперечных поднятий, на которых шарьяжные структуры не сохранились (эродированы).

Урал отличается от других древних орогенов исключительно хорошей сохранностью офиолитов и островодужных формаций, которые образуют не только маломощные аллохтоны, обычные для других складчатых областей, но и слагают протяженную Тагило-Магнитогорскую зону. В этой зоне прекрасно сохранились реликты структур двух палеозойских островных дуг, Тагильской и Магнитогорской, прослеживающиеся на большую глубину. Сохранность таких

крупных островодужных блоков, возможно, обусловила и исключительное развитие в их пределах концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса [8 и ссылки в этой работе].

Сейсмические исследования на Урале доказали, что для коры этой складчатой области характерно присутствие корня, расположенного под Тагило-Магнитогорской зоной [15]. Он имеет мало общего с «корнями» современных гор, и связан с тяжелым, симатическим составом коры в пределах зоны, и лишь отчасти – с нео-орогеническими деформациями. Такой корень предлагается назвать холодным, в отличие от горячих корней, связанных со значительным скупиванием сиалической коры. На Урале горячий корень мог располагаться в перми под Восточно-Уральской зоной, где проходит Главная гранитная ось Урала [8].

Изменение стиля тектонических деформаций в процессе орогенеза на Урале имеет четко направленную тенденцию: от складчато-надвиговых и шарьяжных к сдвигово-дуплексным [3]. В более общем виде эта тенденция отмечается и в других складчатых областях – в Аппалачах, на Тянь-Шане, и др. [1].

На Урале отчетливо выявляется диахронность деформационных процессов – не только вкост простирания складчатой области, но и по простиранию. Так, позднедевонский коллизионный процесс фиксируется только на Южном Урале, а раннеюрский – является определяющим при формировании Пайхойско-Новоземельского сегмента складчатой области. В этом смысле Урал сходен с Аппалачами, где таконская и акадская складчатости проявляются преимущественно на севере, а наиболее молодая, аллегейнская – по всей протяженности пояса, причем на самом юге, в Уачите, она является заведомо единственной [8]. Такая диахронность ставит под сомнение глобальность проявления тектонических фаз канона Г. Штиле [5].

Несомненно межрегиональное значение, не связанное с орогенией, имели на Урале суперплюмовые процессы. С

проявлениями девонского суперплума Восточно-Европейской платформы [18] связано формирование гигантского дайкового пояса, который прослеживается в настоящее время в поле развития докембрийских и ордовикско-девонских отложений на западном склоне Урала [7]. Формирование триасового суперплума началось образованием обильных траптовых излияний на границе перми и триаса (около 250 млн. лет) не только в Сибири [16], но и на Урале [20], вследствие чего сам суперплюм заслуживает название Урало-Сибирского.

Литература

1. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. – М.: Наука, 1976. – 164 с.
2. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Палеозойская тектоника и геодинамика – М.: ГЕОС, 2006. – 214 с.
3. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.
4. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.
5. Пучков В.Н. Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит // Геотектоника – 1994. – № 4. – С. 90–94.
6. Пучков В.Н. Уралиты и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика – 2003. – № 1/2. – С. 28–39.
7. Пучков В.Н. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. – М.: ГЕОС, 2010. – Т. 2. – С. 182–183.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
9. Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчатонадвиговый пояс орогена: структура и происхождения на примере Башкирского Урала // Вестник ОГГГН РАН электрон. научн. журнал. – 1998. – № 13. – С. 70–99. URL: <http://www.scgis.ru>.
10. Рыбалка А.В., Петров Г.А., Каиубин С.Н., Юхлин К. Среднеуральский трансект ESRU. Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. – С. 390–401.
11. Хаун В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.
12. Agard P., Lemoine M. Faces of the Alps: structure and geodynamic evolution. – Paris: Commission of the geological map of the world, 2005. – 49 p.
13. Brown D., Puchkov V. Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453 «Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. – Ufa: DesignPoligraphService, 2004. – 76 p.
14. Brown D., Juhlin C., Ayala C., Tryggvason A., Bea F., Alvarez-Marrón J., Carbonell R., Seward D., Glasmacher U., Puchkov V., Pérez-Estaún A. Mountain building processes during continent-continent collision in the Uralides // Earth-Science Reviews. – 2008. – 89. – P. 177–195.
15. Carbonell R., Pérez-Estaún A., Galart J. et al. Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // Science. – 1996. – V. 274. – P. 222–223.
16. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. – 2008. – 100. – P. 66–92.
17. Franke W. The Mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution // Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt / Geol Soc. Spec. Publ., – L., 2000. – P. 35–61.
18. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East-European craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. – 1996. – 268. – P. 23–63.
19. Puchkov V.N. Chronology and geometry of arc-continent collisions // Abstr. No 92 Geol. Soc. Australia. The Maquarie Arc Conference and field trips. IGCP-524. Orange, NSW., Australia, 2009. P. 111–112.
20. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Sci. Letters. – 2009 b. – Vol. 277, Is. 1–2. – P. 9–20.
21. Xiao W.J. Late Permian to Mid-Triassic continent-arc collision in the Tien Shan: implication for the architecture of Central Asia // The Maquarie Arc Conference and field trips. IGCP-524: Abstracts / Geological Society of Australia; no. 92. – Sydney, N.S.W.: Geological Society of Australia, 2009. – P. 142–146.

НАЗЕМНЫЕ И СПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Пушкарев П.Ю., Мойланен Е.В.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(pavel_pushkarev@list.ru)*

Введение

Глубинная электропроводность - важный источник информации о составе и строении, а также о флюидном, термальном и реологическом режимах недр [1], [2]. Оценить её распределение в мантии Земли можно в результате интерпретации данных о длиннопериодных магнитных вариациях. Регистрация вариаций трёх компонент магнитного поля выполняется на поверхности и на орбите Земли.

Наземные измерения

Данные геомагнитных обсерваторий использовались для оценки глубинной электропроводности ещё в 1889 году [3]. С тех пор методы интерпретации данных непрерывно развивались, и был пройден большой путь от двухслойных до детальных трёхмерных моделей Земли.

В не меньшей степени этому поспособствовало и развитие сети геомагнитных обсерваторий. В настоящее время сеть INTERMAGNET объединяет свыше 100 обсерваторий, удовлетворяющих современным стандартам.

Основным недостатком этой сети является её неравномерность. Поэтому в последние годы ведётся работа по созданию геомагнитных обсерваторий в океанах (на островах) и в пределах слабо охваченных территорий на материках (в России работает 3 обсерватории сети INTERMAGNET).

В рамках проектов «Формирование системы инновационного образования в МГУ» и «Программа развития МГУ до 2020 года» нами приобретены 4 длиннопериодные станции LEM1 [4] и 2 станции КВАРЦ-4 [5]. На геофизической базе МГУ в д. Александровка Калужской области благодаря поддержке ООО «Север-Запад» построен немагнитный

павильон для тестирования аппаратуры и длительных измерений физических полей.

С 2011 года планируется вести непрерывную регистрацию магнитных вариаций на геофизической базе и длительные (от двух недель) измерения в других пунктах.

Спутниковые измерения

Первые спутниковые геомагнитные данные, которые использовались для изучения глубинной электропроводности Земли, были получены с помощью спутника MAGSAT (1979 год). Позднее были запущены спутники Oersted, SAC-C и CHAMP. Однако для полноценного покрытия поверхности Земли необходима синхронная работа нескольких идентичных спутников, вращающихся на согласованных орбитах.

Такой подход будет реализован в рамках проекта SWARM Европейского космического агентства. На 2012 год запланирован запуск трёх спутников, каждый из которых будет измерять три компоненты магнитного поля. Ведётся разработка методов обработки данных, позволяющих выделять временные вариации этих компонент над всей поверхностью Земли.

Поскольку наблюдения в рамках проекта SWARM будут вестись лишь несколько лет, необходимо до окончания этого срока разработать и запустить новую систему спутников, чтобы обеспечить непрерывность наблюдений. Если за такую разработку возьмутся Роскосмос и МГУ, то это станет хорошим стимулом для развития отечественной науки, поскольку орбитальные наблюдения магнитного поля дают ключ к решению целого ряда задач физики, геологии и других наук.

Интерпретация данных

В результате обработки записей магнитных вариаций в ряде точек земной поверхности (или над ней) рассчитываются функции периода колебаний поля, зависящие от электропроводности Земли. Такими функциями могут быть импеданс Z или S -отклик, рассчитанные способом пространственных производных или отношения компонент, а также отношение внутреннего и внешнего потенциалов U_i/U_e или Q -отклик, определяемые способом разделения потенциалов [6], [7]. Короткопериодная составляющая несёт информацию о малых, а длиннопериодная – о больших глубинах.

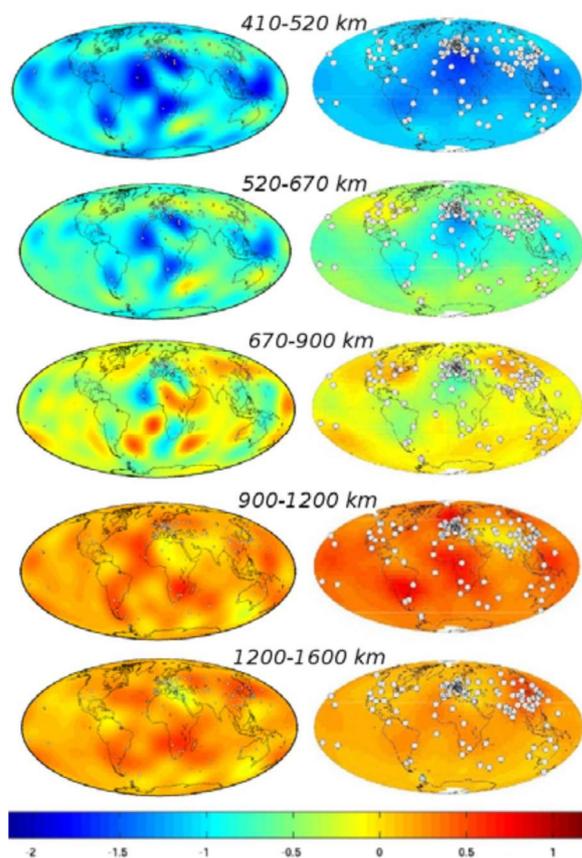


Рисунок. Слева: глобальная 3D модель электропроводности Земли, полученная в результате решения 3D обратной задачи по данным 133 геомагнитных обсерваторий [8]. Справа: аналогичная модель, построенная другими авторами по данным 114 обсерваторий [9]. Шкала – десятичный логарифм электропроводности

Долгое время интерпретация данных, полученных в разных точках наблюдения, велась независимо, в предположении, что в окрестности точки Землю можно считать

горизонтально-слоистой (1D обратная задача). В настоящее время всё шире применяется 3D обратная задача, при которой данные со всей земной поверхности используются одновременно, и строится согласующаяся с ними трёхмерная модель Земли. Эта задача требует значительных вычислительных ресурсов и решается с помощью суперкомпьютеров.

Первые результаты в этой области были недавно получены двумя группами учёных (из США [8] и Швейцарии [9]) по данным геомагнитных обсерваторий. На рисунке представлены полученные ими карты электропроводности на различных глубинах. Эти предварительные результаты уточняются за счёт пополнения набора данных и развития алгоритмов 3D инверсии.

На данный момент, на фоне плавного увеличения электропроводности с глубиной, выявлены существенные латеральные неоднородности в верхней и средней мантии. Однако, получаемые результаты пока сильно зависят от используемого набора данных и особенностей решения 3D обратной задачи.

Выводы

Для получения детальной информации об электропроводности мантии Земли, необходим представительный набор магнитовариационных данных высокого качества, полученных на более-менее регулярной сети наблюдений. Для этого необходимо развивать сеть геомагнитных обсерваторий и временных пунктов наблюдения, а также создавать спутниковые системы измерений магнитного поля.

Другое направление работ связано с развитием методики интерпретации данных. Речь идёт не только о совершенствовании алгоритмов решения 3D обратной задачи, но и о разработке методов анализа магнитовариационных данных, а также об изучении закономерностей и природы мантийных аномалий электропроводности с целью построения априорной модели и задания ограничений на параметры модели.

Сейчас исследования глубинной электропроводности, в основном, ведутся за

рубежом, хотя во многом основываются на достижениях мощной научной школы, которая существовала в СССР 20 лет назад, и на возрождение которой мы надеемся.

Литература

1. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. Москва, Наука, 1983. 88 с.
2. Ротанова Н.М., Пушков А.Н. Глубинная электропроводность Земли. Москва, Наука, 1982. 296 с.
3. *Schuster A., Lamb H.* The diurnal variation of terrestrial magnetism. *Phi. Trans. Roy. Soc. London*, 1889, 45, pp. 481-486.
4. *Корепанов В.Е.* Магнитометр нового поколения для 1-секундного стандарта системы INTERMAGNET. Материалы Международной конференции «Искусственный интеллект в изучении магнитного поля Земли. Российский сегмент INTERMAGNET». Углич, 2011.
5. *Бурцев Ю.А., Кириаков В.Х., Любимов В.В.* Цифровая магнито-вариационная станция "Кварц-4". Датчики и системы, 2006, № 1, с. 45-48.
6. *Kuvshinov A.* Deep electromagnetic studies from land, sea, and space. Progress status in the past 10 years. 20th Workshop on EM Induction in the Earth Review Paper, Egypt, 2010, 28 pp.
7. *Vozar J., Semenov V.Yu.* Compatibility of induction methods for mantle soundings. *J. Geophys. Res.*, 2010, Vol. 115, 9 pp.
8. *Kelbert A., Egbert G., Schultz A.* Spatial variability of mantle transition zone water content: evidence from global electromagnetic induction data. Abstracts of AGU Fall Meeting, San-Francisco, 2009, abstract DI43A-01.
9. *Khan A., Kuvshinov A., Semenov A.* On the heterogeneous electrical conductivity structure of the Earth's mantle with implications for transition zone water content. *J. Geophys. Res.*, in press, doi: 10.1029/2010JB007458.

ПИРОПОВЫЕ ВЕБСТЕРИТЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА-ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАНТИИ УРАЛА

Пушкарев Е.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
(pushkarev@igg.uran.ru)*

Главный уральский разлом (ГУР) представляет собой шовную структуру планетарного масштаба, которая является геологической границей между палеоконтинентальным на западе и палеоокеаническим на востоке секторами Уральского складчатого пояса [2 и др.]. Одной из важных особенностей этой структуры является приуроченность к ней крупнейших на Урале ультрамафитовых комплексов сильно деплетированного дунит-гарцбургитового (офиолитового) и слабо деплетированного – лерцолитового типов [8]. Сравнительно недавно в Миндякском лерцолитовом массиве, который входит в структуру ГУР на Южном Урале, были установлены высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты [1, 4, 21, 22], а несколько позднее такие же породы были обнаружены в меланжевом обрамлении Татламбетовского лерцолитового массива [5]. Известно, что гранатовые лерцолиты и сопутствующие им гранатовые пироксениты и метабазиты вместе со шпинелевыми и плагиоклазовыми фациями ультрамафитов формируют массивы в альпийском Средиземноморском поясе (Ронда, Бени-Бусера), в Японии (Хороман) и тд. [10-19, 23, 24]. Природа этих орогенных лерцолитовых комплексов дискуссионна, но их высокотемпературный и высокобарический генезис не вызывает сомнений и подтверждается присутствием октаэдрических графитовых псевдоморфоз по алмазу в слоях гранатовых пироксенитов [9, 11]. Основываясь на этом, часть исследователей предполагает, что перидотиты представляют собой фрагменты слабодеплетированной литосферной мантии, выведенной на поверхность. Пространственная приуроченность

гранатовых ультрамафитов и базитов к лерцолитовым массивам ГУР на Южном Урале подталкивает исследователей рассматривать природу этих ультрамафитовых ассоциаций с аналогичных позиций, хотя высказываются и иные представления, например, о низкобарическом габбровом субстрате гранатовых пород и их метаморфогенном генезисе [21, 22].

Наши исследования показали, что высокобарические породы по химическому и минеральному составу можно разделить на три типа: 1) пироповые, и оливин-шпинель-пироповые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Совместное нахождение всех трех типов пород было установлено в лерцолитовом массиве Миндяк [4, 5]. На остальных участках ГУР были встречены только породы 2 и 3 типов. Отметим, что гипербазиты с пиропом за всю историю геологического изучения Уральского складчатого пояса впервые обнаружены “in situ”, хотя в осадочных коллекторах алмазов на Урале зерна пиропов кимберлитового и иного типов неоднократно описывались. Природа самих брекчий до конца не ясна. Разными авторами предполагалась их тектоническая, обвальная-осыпная и взрывная природа [1, 3-5, 7, 21, 22]. Исходя из геологического строения брекчий, их текстурно-структурных особенностей, состава обломков и цемента, тектоническая природа брекчий является наименее вероятной. Широкое развитие аналогичных брекчий в разных участках ГУР, без видимых интрузивных или секущих взаимоотношений с обрамляющими породами противоречит их взрывной природе. Поэтому

представления о кумулятивном, обвальном-осыпном происхождении кажутся наиболее вероятными, с той лишь поправкой, что брекчии не являются по составу серпентинитовыми [4, 5], как это предполагалось ранее [7, 21, 22], а являются полимиктовыми, алюмо-силикатными родингитизированными (рис. 1).



Рис. 1. Образец полимиктовой родингитизированной брекчии, содержащей фрагменты высокбарических гранатовых пород. Миндякский лерцолитовый массив.

Пироповые вебстериты образуют наиболее редкий тип ксенолитов в родингитовых брекчиях Миндякского массива. Они формируют угловатые фрагменты размером до 20–30 см с закругленными ребрами и вершинами. С краев интенсивно родингитизированы. Мощность зоны родингитизации достигает 3–4 см, поэтому мелкие фрагменты, размером до 5–6 см, не сохраняют свой первичный состав. Породы состоят из ортопироксена (30–40%), клинопироксена (30–40%), оливина (5–10%), пироба (5–15%), глиноземистой шпинели (<2%) и амфибола, количество которого сильно варьирует. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, с элементами порфирокластической. Состав всех темноцветных силикатов характеризуется низкой железистостью, $f=0.08-0.13$. Вино-желтая высокоглиноземистая хромшпинель образует ксеноморфные зерна, включенные в пироб (рис. 2). На границе граната и шпинели часто наблюдаются реакционные

зоны с развитием тончайших червеобразных сростаний шпинели, ортопироксена, клинопироксена и амфибола. Гранат образует крупные зерна, размером 5–6 мм, светло-сиреневого цвета. Пиробы из вебстеритов содержат от 60 до 70 мол. % пиропового компонента и соответствуют гранатам из ультрамафитов орогенных лерцолитовых комплексов, кимберлитов и гранатовых перидотитов складчатых областей [13, 14, 23 и др.], отличаясь от них пониженным содержанием хрома, которое составляет всего 0.7–0.8 мас. %. От гранатов из включений в графитовых псевдоморфозах по алмазу в гранатовых пироксенитах Бени-Бусера [9] вебстеритовые пиробы отличаются большей магниальностью, $Mg\# = 0.8$. Гранаты на диаграмме Alm–Ca-компл.–Py (рис. 3) располагаются в магниальном углу на стыке полей составов граната из разнообразных гранатовых ультрамафитов и базитов массивов Ронда и Бени-Бусера.

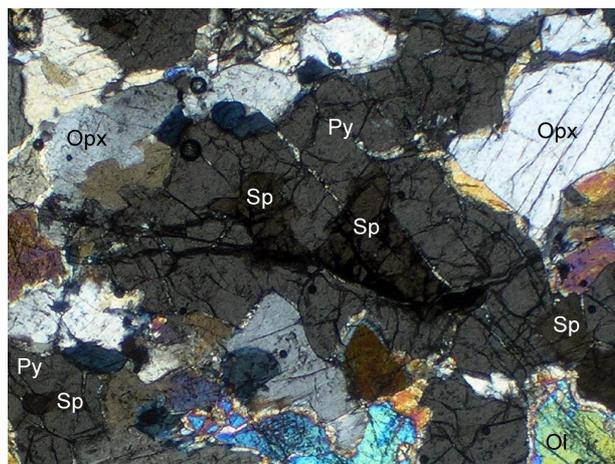


Рис. 2. Микрофотография оливин-шпинель-пиропового вебстерита Миндякского массива. Py - пироб, Sp - высокоглиноземистая шпинель, Ol - оливин, Opx - ортопироксен. Поле зрения 5*3 мм. Ник. Кососкрещенные.

Согласно петрохимическим и геохимическим критериям, предложенным В.В. Ревердатто с соавторами [6], пироповые вебстериты и другие высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты Миндякского массива и зоны ГУР относятся к мантийным

высокобарическим породам в отличие от “коровых” гранатовых ультрамафитов, связанных с метаморфическими комплексами высоких и сверхвысоких давлений.

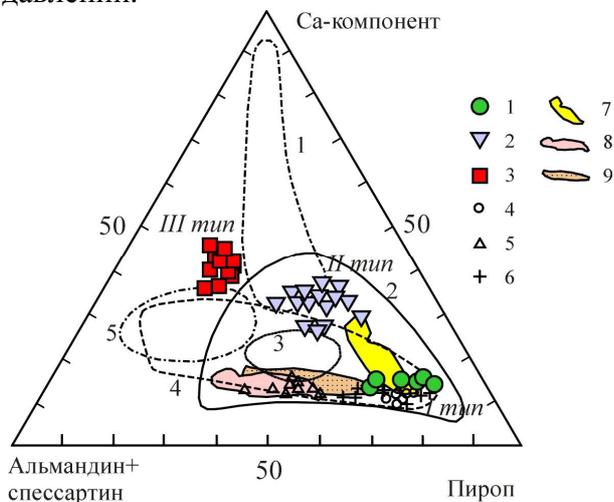


Рис. 3. Диаграмма состава гранатов. 1–3 – высокобарические породы массива Миндяк: 1 – Пироповые вебстериты, 2 – гранатовые пироксениты, 3 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 4 – гранатовые пироксениты и вебстериты массива Рондо (Испания) [9]; 5 – гранатовые пироксениты и вебстериты с апоалмазными графитовыми псевдоморфозами массива Бени-Бусера (Марокко) [9, 19]; 6 – гранатовые перидотиты Чешского массива (Центральная Европа); 7 – гранат-корундовые пироксениты, тип II, Бени-Бусера [14]; 8 – графит-гранатовые пироксениты Бени-Бусера [19]; 9 – гранатовые пироксениты тип I, Бени-Бусера [14]. Поля: 1 – гроспидиты, корундовые и кианитовые эклогиты из кимберлитов; 2 – алмазоносные эклогиты и включения в алмазах; 3 – кианитовые и каринтиновые пироповые эклогиты Полярного Урала; 5 – алмандиновые эклогиты Казахстана; 4 – гранаты эклогитовой фации.

Пироповые вебстериты характеризуются низкой железистостью $f = 0.08–0.17$ и содержат до 27 мас. % MgO. По составу пироповые вебстериты не имеют аналогов среди гранатовых пород, образующих слои в орогенных лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера. Уральские породы более

магнезиальные и характеризуются высоким CaO/Al₂O₃ отношением, превышающим 1.0, что предполагает обогащение родоначального мантийного источника клинопироксеном.

Высокая известковистость пород отражается и в нормативном составе. Так, несмотря на присутствие модального ортопироксена, в нормативном составе он отсутствует, а CIPW норма соответствует меланократовому оливиновому габбро или пикритобазальту с долей плагиоклаза менее 30%. Согласно экспериментальным данным, состав таких расплавов отвечает высокобарической котектике An-Di-Ol при давлении не менее 15 кбар [20].

Выводы: Мы предполагаем, что пироповые вебстериты образовались в результате кристаллизации пикритового расплава на глубинах соответствующих по *P-T* условиям переходу между породами гранатовой и шпинелевой фаций глубинности, $P = 14–20$ кбар, $T = 800–1200^{\circ}\text{C}$. Формирование этого расплава связано с плавлением верлитового мантийного источника на рубеже силура и раннего девона [5] над областью разрыва литосферных плит при коллизии, «отмирающей» Губерлинской островной дуги ордовикского возраста и Восточно-Европейского континента. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5-1011) и № 10 (09-Т-5-1019).

Литература

1. Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2010. 280 с.
3. Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН 2001. С. 155–168.

4. Пушкарёв Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 82–86. Пушкарёв Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера, 2010. № 5. С. 102–148
6. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
7. Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, Вып. 1. С. 22–29.
8. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
9. Слодкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // Записки ВМО. 1982. CXI, Вып. 1. С. 13–33.
10. Bodinier J.-L., Garrido C.J., Chanéfo I. et al. Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (southern Spain) // J. Petrol. 2008. V. 49, № 5. P. 999–1025.
11. Davies G.R., Nixon P.H., Pearson D.G. & Obata M. Tectonic implications of graphitised diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain // Geology. 1993. V. 21. P. 471–474.
12. Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, № 11. P. 2469–2491.
13. Garrido C.J., Bodinier J.-L. Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere // J. Petrol. 1999. V. 40, № 5. P. 729–754.
14. Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A. Corundum-bearing garnet clinopyroxenite at Beni Bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle // J. Petrol. 1990. V. 31, P. 3. P. 717–745.
15. Morishita T., Arai S. Petrogenesis of corundum-bearing mafic rock in the Horoman peridotite complex, Japan // J. Petrol. 2001. V. 42, № 7. P. 1279–1299.
16. Morishita T., Arai S., Gervilla F. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // Lithos. 2001. V. 57. P. 143–161.
17. Morishita T., Arai S., Green D.H. Possible non-melted remnants of subducted lithosphere: Experimental and geochemical evidence from corundum-bearing mafic rocks in the Horoman Peridotite Complex, Japan // J. Petrol. 2004. V. 45, № 2. P. 235–252.
18. Obata M. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase –herzolite facies and P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. V. 21, № 3. P. 533–572.
19. Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenite from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // J. Petrol. 1993. V. 34, P. 1. P. 125–172.
20. Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66, № 2. P. 203–220.
21. Searrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J. et al. The Mindyak Paleozoic Iherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24, № 2, P. 241–248.
22. Searrow J.H., Spadea P., Cortesogno L. et al. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals // Ophioliti. 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.
23. Suen C.J., Frey F.A. Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite // Earth Planet. Sci. Letters. 1987. V. 85. № 1–3. P. 183–202.
24. Van Der Wal D. & Vissers R.L.M. Structural petrology of the Ronda peridotite, SW Spain : deformation history // Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 23–43.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Р

Содержание:

Раджабов Ш.С., Сим Т.В. СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО РАЗРЕЗА БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА	1542
Рассказов С.В., Чувашова И.С. ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ	1548
Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В. ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН НАПРЯЖЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	1553
Резникова О.Г. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СТОЙЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА	1555
Ремизов Д.Н. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА	1559
Рихтер Я.А. МАНЬЧСКАЯ ГЛУБИННАЯ СУТУРА – ГРАНИЦА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ	1562
Родкин М.В., Шатахян А.Р. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	1567
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН	1572
Розен О.М. ГЕОИСТОРИЧЕСКИЙ РУБЕЖ АРХЕЙ – ПРОТЕРОЗОЙ: ГИГАНТСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД	1576
Романько А.Е., Табатабаиманеш С.М., Степанов С.С. ОБ АЛЬПИЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК	1578
Романько А.Е. ОБ АНДЕЗИТАХ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ; ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ	1581
Рудаков С.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕНЫ В ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И СЕВЕРО—АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА КАК СОБЫТИЯ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА	1583
Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е. УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	1586
Русин А.И. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И АССОЦИАЦИИ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ	1590
Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Соколова И.П., Титаренко И.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ С РЯЗАНО–САРАТОВСКИМ ПРОГИБОМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	1594

Рязанцев А.В., Белова А.А.

**ВУЛКАНОГЕННЫЙ КЕМБРИЙ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНОЕ
ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ** 1596

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО РАЗРЕЗА БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА.

Раджабов Ш.С., Сим Т.В.

*Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан
(radjabovs@mail.ru)*

В настоящее время во многих нефтегазоносных провинциях мира, включая Бухаро-Хивинский регион, основными объектами геологоразведочных работ на нефть и газ являются малоамплитудные структуры и неантиклинальные ловушки нефти и газа (НАЛ) различного генезиса. Данная ситуация обусловлена высокой степенью изученности нефтегазоперспективных районов в региональном плане [3]. Исходя из этого в практике поисково-разведочных работ на нефть и газ основное внимание уделяется детализации уже выявленных структур, поиску и разведке малоамплитудных и не больших по размерам антиклиналей, а также изучению и выявлению нетрадиционных, в первую очередь неантиклинальных ловушек нефти и газа. На стадии развития данных исследований важное значение приобретают классификация НАЛ, их геолого-геофизическое строение и отображение их в сейсмических волновых полях. Последние проявляются как на полевых сейсмических временных разрезах, так и на синтетических, в виде двумерных сейсмических моделей латеральных неоднородностей.

В тоже время моделирование волновых полей и построение сейсмоформационных моделей отдельных латеральных неоднородностей являются важной составляющей при обработке и интерпретации геолого-геофизических. При решении поставленных задач основное внимание уделяется стратиграфическому моделированию волновых полей в пределах отдельных сейсмоформационных зон и латеральных неоднородностей. Главной целью данного моделирования является оценка влияния залежей нефти и газа, зон несогласного прилегания и литолого-фациального замещения, а также других

латеральных неоднородностей на различные характеристики сейсмической записи (изменение амплитуд, частоты, полярности, искажение рельефа отдельных отражающих горизонтов, и т.д.), проявляющиеся как на реальных, так и на синтетических временных разрезах. Все это позволяет наметить систему тестов выявления латеральных неоднородностей, отображаемые на синтетических временных разрезах, с целью их дальнейшего сопоставления с реальными временными разрезами.

Построение двумерных сейсмофациальных моделей основывается на использовании информации двух видов: промыслово-геофизической, характеризующейся высокой разрешающей способностью, но в то же время ограниченной в пределах околосокажинного пространства; и сейсмической, представленной в двумерном или трехмерном площадном образе, но с меньшей разрешающей способностью.

Важной составляющей при проведении двумерного моделирования сейсмоформационных зон или латеральных неоднородностей является построение геолого-геофизической модели исследуемого объекта. Данная модель должна наиболее точно отражать геологическое строение, включая рельеф отдельных горизонтов, литологию и мощности пластов. В дальнейшем каждому литотипу присваиваются, характеризующие его упругие свойства (скорость распространения продольной волны и плотность) горных пород.

На основе проведенного сеймостратиграфического анализа и сейсмоформационной интерпретации временных разрезов ОГТ, нами в пределах Бухаро-Хивинского региона в интервале юрского комплекса предварительно

выделены отдельные латеральные неоднородности. Данные неоднородности связаны как с зонами выклинивания отдельных горизонтов (клиноформные тела, зона несогласного прилегания к доюрской поверхности, эрозионный срез), так и с фациальным замещением отдельных литотипов пород (песчаные бары, рифы).

Ниже приводится краткое описание латеральных неоднородностей и их отображение на геолого-геофизических моделях и синтетических временных разрезах.

Клиноформный комплекс. В пределах Бухаро-Хивинского региона в интервале III-го ССК юрской терригенной формации клиноформные комплексы нами предварительно выделены на временных разрезах по профилям расположенным в Каракульском прогибе и Испанлы-Чандырском поднятии. На построенной двумерной геолого-геофизической модели клиноформного комплекса (рис.1-а) отчетливо наблюдаются 7 клиноформных тел, которые вглубь открытого моря переходят в субпараллельные толщи. В процессе интерпретации материалов ГИС установлено, что литологически данный комплекс представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (аргиллитов). Значения скоростей распространения упругих волн для отдельных литотипов изменяются от 3950 м/с (для глин) до 4450 м/с (для песчаников). Аналогичная тенденция в вариациях наблюдается и в плотностях горных пород.

На рассчитанном двумерном синтетическом разрезе (рис.1-б), характеризующем модель волнового поля, клиноформный комплекс представлен серией относительно круто падающих отражающих горизонтов, которые прекращают прослеживаться вниз по падению пластов по схеме подошвенного прилегания. Верхняя часть каждого клиноформного тела располагается с удалением от подстилающего, в сторону открытого моря. Вместе с этим необходимо отметить, что клиноформная текстура волнового поля соответствует пластам, осадконакопление которых происходило в

основном за счёт латерального наращивания осадков, которые образуются при постепенном боковом развитии плавно погружающихся седиментационных (клиноформных) поверхностей.

С позиций перспектив нефтегазонасности клиноформный комплекс представляет собой потенциальный резерв для открытия новых залежей углеводородов. В пределах данного комплекса происходит накопление как песчанистого материала, являющегося вместилищем нефти и газа, так и глинистых пластов, являющиеся флюидоупором. Наиболее яркими примерами наличия залежей нефти и газа в клиноформных комплексах могут служить разрез неокома Западной Сибири, где сосредоточены основные ресурсы углеводородов в этом регионе, майкопская толща Центрального и Восточного Предкавказья, Сеноман-Эоценовый разрез в бассейне Jeanne d'Arc, offshore Newfoundland и др.

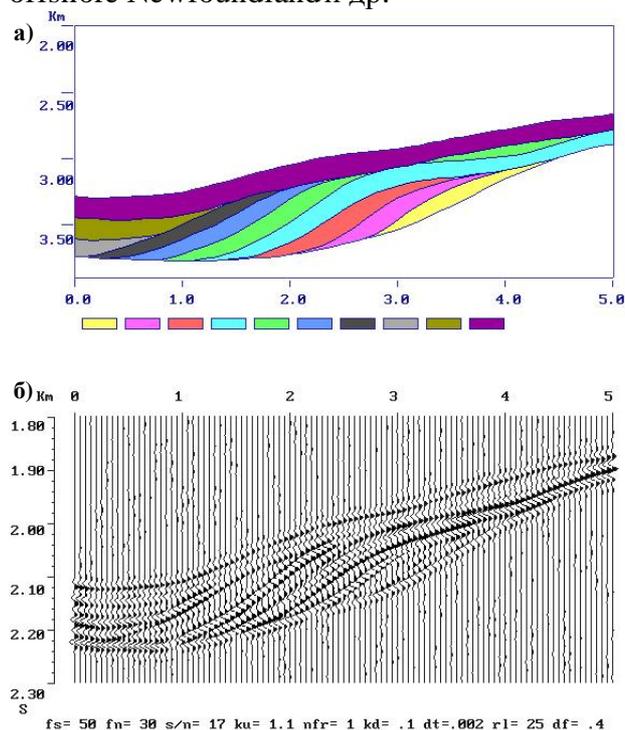


Рис.1. Модель клиноформного комплекса а) геолого-геофизическая, б) теоретического волнового поля.

Зона несогласного прилегания к доюрской поверхности. Геолого-геофизическая модель зоны несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности (рис.2.-а) построена на

основании проведенной сейсмостратиграфической интерпретации временных разрезов расположенных в непосредственной близости от Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоны. Необходимо отметить, что согласно представлениям Т.Л.Бабаджанова, В.В.Рубо, Л.Г.Черкашиной [2] на прилегающих к Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоне площадях, в доюрском комплексе по данным сейсморазведки ОГТ, на временных разрезах проявляются «холмовидные тела», представленные магмотогенными породами, состав которых установлен по результатам анализа данных бурения (скв. 1п-Барса).

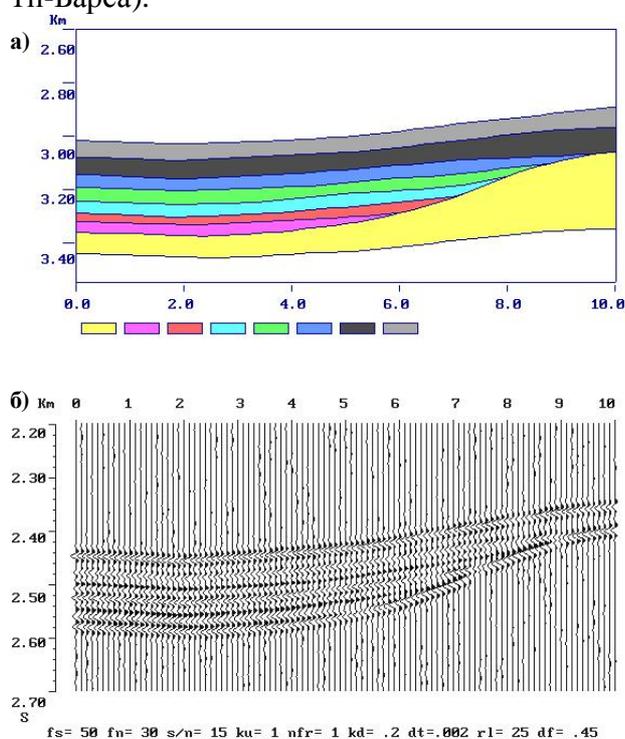


Рис.2. Модель зоны несогласного прилегания к доюрской поверхности: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

Геолого-геофизическая модель зоны несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности, представленной магмотогенными образованиями (рис.2-а) характеризуется резким отличием упругих характеристик самого доюрского комплекса и нижнеюрской части разреза. Так в частности, здесь наблюдаются высокие значения скоростей распространения

упругих волн и плотностей горных пород в доюрском комплексе, по сравнению с стратиграфически выше залегающими нижнеюрскими отложениями.

На двумерном синтетическом временном разрезе (рис.2-б) отчетливо наблюдается прилегание отражающих горизонтов к выступу доюрского образования. Данная волновая картина является идеальным вариантом в случае отсутствия дифрагированных волн, которые в обязательном порядке присутствуют на реальных временных разрезах. Вместе с этим на реальных временных разрезах следятся волны-помехи, которые не позволяют с достаточной степенью уверенности отделить дифрагированные волны от крутых склонов примыкающие к холмовидным телам. Перспективы открытия ловушек нефти и газа в зоне несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности обосновывается наличием крупнозернистого материала, накопление которого происходило в процессе заполнения отрицательных элементов рельефа и выклиниванием их вверх по восстановлению вследствие примыкания к магмотогенному доюрскому комплексу, представленному относительно плотными, непроницаемыми породами.

Эрозионный срез. Наиболее полная картина эрозионного среза в пределах Бухаро-Хивинского региона, наблюдается в районе северной части Каракульского прогиба, где подверглись размыву осадки III-го (на отдельных участках полностью) и II-го (частично) ССК. На построенной геолого-геофизической модели (рис.3-а) прослеживаются три пласта, осадки которых полностью подвержены размыву, а также осадки одного – нижезалегающего пласта частично размывы. Необходимо отметить, что поверхность размыва является границей между отложениями III-го и IV-го ССК. При этом в основании IV-го ССК залегает мощный пласт песчаника, являющийся базальным горизонтом, который довольно уверенно прослеживается по материалам ГИС и сейсморазведки по всему Бухаро-Хивинскому региону.

На рассчитанном синтетическом временном разрезе (рис.3-б), характеризующем волновое поле формирования эрозионного среза наблюдается выклинивание отдельных горизонтов вверх по востанию по типу кровельного прилегания. При этом в самих точках выклинивания наблюдается сглаживание амплитудной составляющей, что в свою очередь проявляется в менее уверенном выявлении самой эрозионной поверхности. Аналогичная ситуация наблюдается и на реальных временных разрезах. Перспективы нефтегазосности в данной сейсмореформационной зоне могут быть связаны как с ниже залегающими от эрозионной поверхности пластами песчаников и алевролитов, выклинивающимися вверх по востанию, так и с надперерывной пачкой, представленной базальными песчаниками.

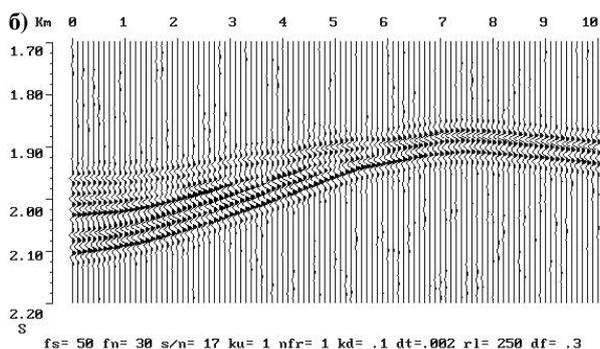
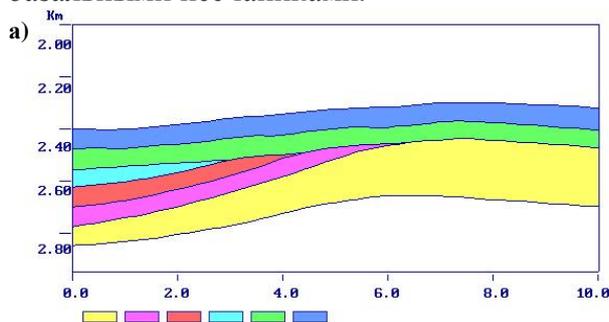


Рис.3. Модель эрозионного среза: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля;

При этом последние приобретают большую значимость, в связи с возможным перетоком углеводородного флюида из нижележащей толщи в вышележащую, а также с региональным распространением алевролито-глинистой толщи, залегающей выше базального горизонта и являющейся

флюидоупором для сохранения залежи нефти и газа.

Баровые песчаные образования. Эти латеральные неоднородности могут служить резервом для открытия новых залежей углеводородов в Бухаро-Хивинском регионе. По материалам сейсмореазведки нами предварительно выделены вдольбереговые песчаные баровые тела в пределах Каракульского и Ямбагинского прогиба, Каганского и Испанлы-Чандырского поднятий. На построенной геолого-геофизической модели латеральной неоднородности, предполагаемой нами как вдольбереговой песчаный бар (рис.4-а) наблюдается литологическое ограничение отдельных пластов и увеличение мощности самого комплекса в центральной ее части. Вместе с этим нами проведена идентификация фаций по облику каротажных кривых методов потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС) и гамма каротажа (ГК) согласно методике, предложенной Р.Г.Нанцем и в дальнейшем дополненной и усовершенствованной В.С.Муромцевым, Ч.Э.Б.Конибиром, С.Д.Пирсоном и др. [1, 4]. Согласно проведенного анализа облика каротажных диаграмм ПС и ГК скважины 2-Сев.Парсанкуль (скважина располагается в северной части латеральной неоднородности) установлено, что в интервале исследуемого комплекса, конфигурации каротажных кривых соответствуют электрофациям вдольбереговых баров, сформировавшиеся при трансгрессивном осадконакоплении.

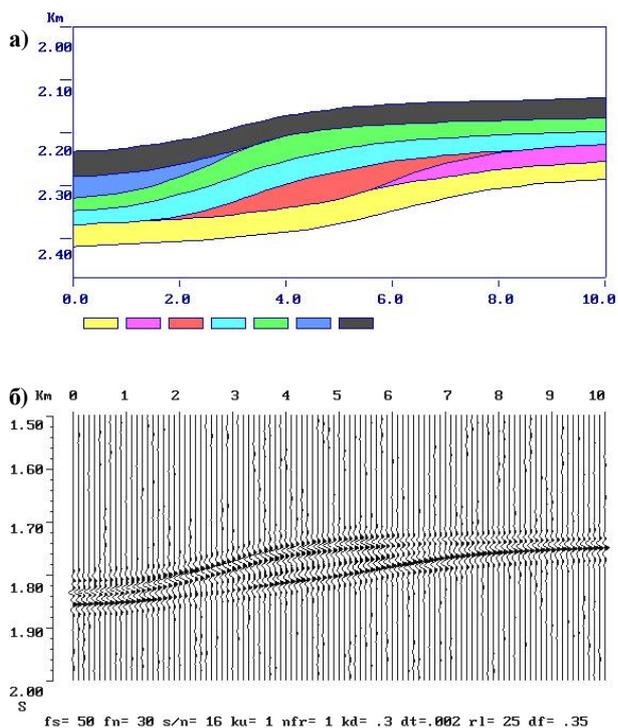


Рис.4. Модель песчаного бара: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

На рис.4-б представлена двумерная синтетическая модель волнового поля, характеризующая латеральную неоднородность связанную с вдольбереговым песчаным баром. Внутреннее строение данной модели характеризуется раздувом мощности песчаного тела, проявляющейся за счет увеличения ее средней части, которое наблюдается в центральной части латеральной неоднородности. Вместе с этим внутри песчаного тела проявляются слабые отражения с небольшими показателями амплитуд, что в свою очередь свидетельствует о небольшой дифференциации упругих свойств в пределах самого песчаного бара.

Рифовый массив. Месторождения нефти и газа, связанные с рифовыми телами выявлены во многих нефтегазоносных провинциях мира и являются одним из главных объектов поиска и разведки углеводородов. В пределах Бухаро-Хивинского региона рифовые массивы широко развиты в центральной и юго-восточной частях Чарджоуской ступени. В целом для исследуемого региона геолого-геофизические изыскания направленные на

открытие залежей нефти и газа связанные с рифовыми массивами является актуальным. Построение геолого-геофизической модели рифового массива (рис.5-а) нами осуществлялось путем графического формирования четырех структурно-формационных комплекса: подстилающего (подрифового), собственно рифового, компенсирующего (надрифового) и перекрывающего.

На рассчитанном двумерном синтетическом разрезе (рис.5-б), характеризующем рифовый массив, отчетливо прослеживаются ряд отражений, связанные с границами структурно-формационных комплексов. Волновая картина на данной модели во многом схожа с текстурой сейсмической записи, характеризующей рифовый массив на реальных временных разрезах. Так в частности, текстура сейсмической записи картируемая на временном разрезе по профилю 49890688Р и характеризующая рифовые массивы Истмок и Карасу визуально соответствует волновой картине проявляющейся на рассчитанной синтетической модели.

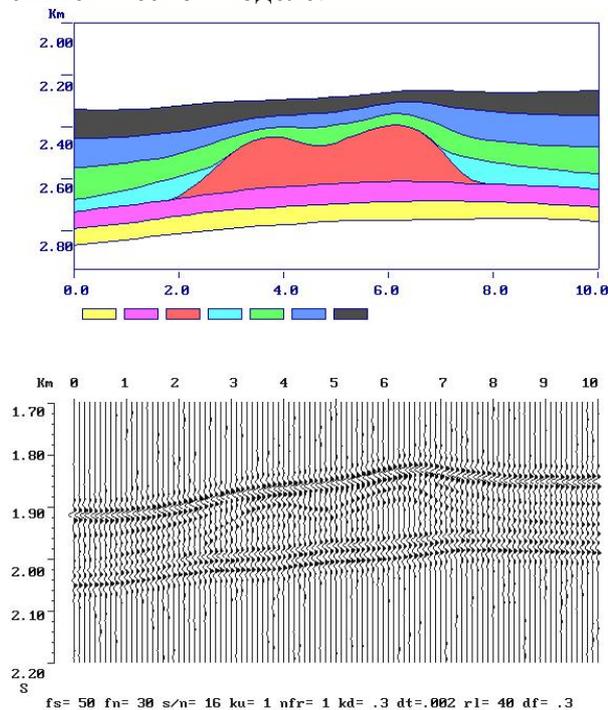


Рис.5. Модель рифового массива: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

Резюмируя вышеизложенное можно отметить, что разработанные геолого-геофизические модели и модели волновых полей существенно повысят надежность проводимой интерпретации сейсмических данных, позволяя наметить систему тестов при выявлении латеральных неоднородностей и классифицировать их по типам неантиклинальных ловушек УВ.

Литература

1. Ахияров А.В. Оценка неоднородности терригенных отложений прибрежно-морского генезиса. Журнал Геология нефти и газа. - М., 1997, №10. - С.18-23.
2. Бабаджанов Т.Л., Рубо В.В., Гафуров Т.А., Черкашина Л.Г. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений Бухаро-Хивинского региона // Сб. Геология и перспективы нефтегазоносности Узбекистана. Ташкент: ИГИРНИГМ, 2001.- С.18-24.
3. Голошубин Г., Копунов С. Сейсмические модели третьего поколения для обнаружения и оптимизации добычи нефти. Эл.журнал Технологии ТЭК, 2006.
4. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. - 260с.

ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Рассказов С.В., Чувашова И.С.

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
(rassk@crust.irk.ru)*

*ГОУВПО «Иркутский государственный университет», Иркутск, Россия
(chuvashova@crust.irk.ru)*

Введение

В.Е. Хаин [10, с. 7–8] пришел к заключению, что «...главным в процессе формирования Центрально-Азиатского пояса и подобных ему поясов внутриконтинентального горообразования служит коллизия крупных литосферных плит с образованием промежуточной зоны корового торошения, а уж следствием этого механического воздействия конвергирующих плит и микроплит является повышение теплового потока и возникновение зон верхнемантийного и внутрикорового (как доказано для Тибета...) разогрева и разуплотнения. Возможно, что подобно зонам субдукции активных континентальных окраин западно-тихоокеанского типа в самой астеносфере здесь образуется система индуцированных конвективных течений, как предполагает С.А. Тычков [9]... нет необходимости привлекать подъем «аномальной мантии» с больших глубин, как это делается в некоторых моделях». Эта точка зрения получила развитие и в последующих работах [2, 11; и др.].

О существенном влиянии Индо-Азиатской конвергенции на тектонические процессы в коре Внутренней Азии свидетельствуют результаты исследований четвертичных движений по разломам, инструментальные данные механизмов очагов землетрясений и GPS геодезии, но при рассмотрении причин и источников кайнозойского магматизма влияние конвергенции обычно не учитывается. Традиционно считается, что «внутриплитный» магматизм порожден плюмами (в понимании У.Дж. Моргана), т.е. гипотетическими колоннами, поднимающимися с границы ядро–мантия.

Геохимические данные, полученные по базальтоидам Центральной Монголии [6, 8, 13, 14, 17; и др.], подтверждают, однако, точку зрения В.Е. Хаина о малоглубинном характере мантийных магнообразующих процессов.

Территория исследований занимает промежуточное пространственное положение между зоной Индо-Азиатской конвергенции и Байкальской рифтовой системой. С одной стороны, впадины Центрально-Монгольской рифтовой зоны входят в ансамбль впадин Байкальской рифтовой системы, с другой стороны, поднятие Хангая как орогенной структуры сопоставляется с поднятием Гималаев и Тибета. Сходная динамика поднятий обосновывается в нашем сообщении результатами сравнительного анализа пространственно-временной эволюции магматизма этих территорий и его источников.

Эволюция магматизма

В Центральной Монголии выделяются высоко- и умереннокалиевые группы кайнозойских базальтоидов. Разделение на группы с содержаниями калия, соответственно, 2.3-4.8 и 0.8-2.3 мас. % следует из сравнения состава средне-позднемиоценовых лав Угей-Нурского и Цэцэрлэгского вулканических полей [8, 17]. Существенные различия между группами подчеркиваются резким разделением фигуративных полей на факторных диаграммах петрогенных оксидов и микроэлементов. Соотношения выделенных групп положены в основу первичной пространственно-временной систематики геохронометрических данных и реконструкций эволюции магматических

процессов Центральной Монголии во временном интервале последних 88 млн лет. При компиляции опубликованных результатов К–Аг датирования вулканических пород Тибета и сопоставлении данных, полученных для двух территорий, выявлено одновременное перераспределение магматизма с согласованными пространственно-временными вариациями калия (рис. 1).

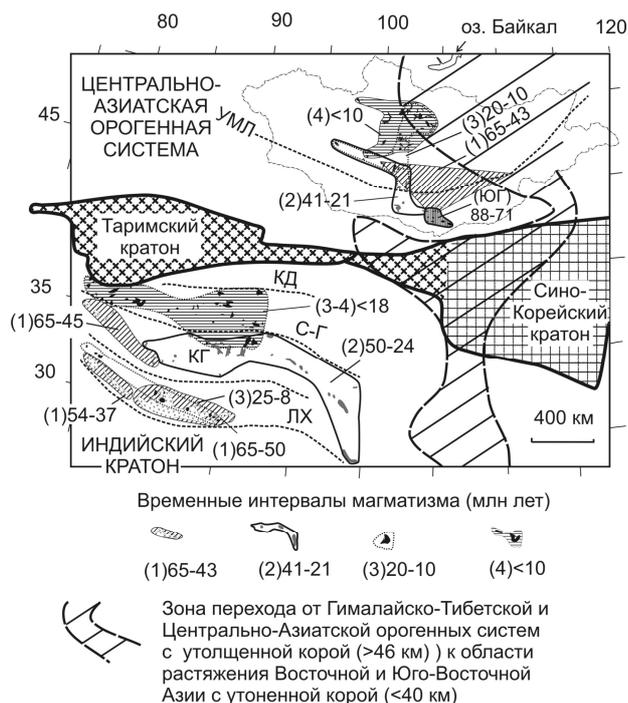


Рис. 1. Согласованная пространственно-временная эволюция кайнозойского магматизма в орогенных структурах Центральной Монголии и Тибета.

Для Монголии показан контур государственной границы, а для Тибета – границы террейнов Лхаса (ЛХ), Кьянганг (КГ), Сонпан-Ганзи (С-Г), Кайдам (КД). (1) – лавы от низко- до умереннокалиевого состава; (2)–(4) – то же, от низко- до ультракалиевого состава.

Сходство тектонических условий Центральной Азии с условиями в Гималайско-Тибетском орогене вытекает из анализа данных о толщине коры [1, 16; и др.]. Территории Гималайско-Тибетской и восточной части Центрально-Азиатской орогенных систем характеризуются утолщенной корой (соответственно, до 74 и 60 км). Область орогенеза отделена от области растяжения континентальной окраины востока Азии с утоненной корой (<40 км) переходной зоной с нормальной

толщиной коры (40–45 км). К переходной зоне относятся Ордосский и Сычуанский блоки, а также западная часть Амурской микроплиты. Последняя характеризуется мощной литосферой (до 200 км) [3].

Во временном интервале 65–24 млн лет назад происходило смещение магматизма из центральной части Тибетско-Гималайской системы в восточную часть с одновременным смещением магматизма из Центральной Гоби в ее западную часть и Дзабхан-Долино-Озерскую зону (см. рис. 1). Противоположная направленность смещения магматизма сравнимых территорий была обусловлена первичной природой межплитных процессов в Тибетско-Гималайском орогене и вторичной – внутриплитных процессов в Гобийской апофизе Центрально-Азиатской орогенной системы, вдающейся в переходную зону Азии. В первом случае магматическое смещение отражало смену «мягкой» коллизии Индостана и Азии «жесткой», во втором – последовательную пространственную эволюцию процессов в верхней мантии и коре, вызванную удаленной Индо-Азиатской конвергенцией и развивавшуюся в течение позднего мела и кайнозоя.

Позднемеловой умереннокалиевый магматизм Южно-Гобийского ареала (ЮГ), датированный интервалом 88–71 млн лет [7, 12], предшествовал Индо-Азиатской коллизии. Этот ареал образовался к северу от сочленения Таримского и Сино-Корейского кратонов в Гобийской орогенной апофизе. Магматические временные интервалы кайнозоя в Центральной Монголии соответствовали магматическим интервалам в Центральном Тибете (террейн Кьянганг) и Северном Тибете (террейн Сонпан-Ганзи). Одновременно с излияниями низкокалиевых базальтов Линзизонг в терреине Кьянганг в интервале 65–44 млн лет назад умереннокалиевый базальтовый вулканизм распространился от Южно-Гобийского ареала до Урало-Монгольского линеамента (УМЛ) и севернее его вдоль Гобийской орогенной апофизы до Хангая. Резкое повышение концентраций калия в

базальтах Тибета около 40 млн лет назад сопровождалось повышением концентраций калия в базальтах Центральной Монголии с дальнейшими согласованными во времени вариациями [8, 17].

Источники магматизма

В сейсмических скоростных моделях, опубликованных в конце 1990-х годов Г. Бивардом, Р. Ван Дер Ву, У. Спакмэном и др., был установлен высокоскоростной слэб под Центральной Монголией на глубинах 200–500 км (названный Монголо-Охотским) и снижение скоростей сейсмических волн в вышележащей мантии. Низкоскоростной характер слоя 50–200 км был подтвержден детальными скоростными разрезами, составленными Т.Б. Яновской, В.М. Кожевниковым, В.В. Мордвиновой, И.Ю. Кулаковым и другими сейсмологами. Совпадение границ области аномально низких скоростей верхней мантии с контуром выходов кайнозойских вулканических пород интерпретировалось как показатель непосредственной связи вулканизма с малоглубинными мантийными процессами, получившими развитие в пределах низкоскоростного домена (названного Саяно-Монгольским) [5].

С учетом сейсмических моделей верхней мантии Центральной Монголии нами выделяются компоненты подлитосферных (слэбовых и надслэбовых) и литосферно–астеносферных источников магматических расплавов. Источники идентифицируются в вулканических породах по соотношениям $K-Ta-La$ в сочетании с изотопными отношениями Sr и Nd [6].

Слэбовые подлитосферные источники характеризуются общим компонентом с обедненным начальным изотопным отношением стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = \sim 0.70395$ и неодима, близким к отношению резервуара CHUR недифференцированной мантии ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$). Мы предполагаем, что выплавки из слэбовых источников Центральной Монголии представляли собой материал блоков, отрывавшихся от утолщенной литосферы распадавшихся фанерозойских орогенов и погружавшихся в верхнюю мантию с

запечатыванием сверху океанического материала полихронного Монголо-Охотского слэба. На восточной окраине Азии подобный механизм запечатывания океанического слэбового материала не реализовался, поэтому состав магматических источников был более изотопно-обедненным, чем в Центральной Азии.

Магматизм слэбовых источников Центральной Монголии развивался в 2 этапа. На первом этапе, во временном интервале 66–43 млн лет назад, источники этого типа активизировались в обширной области между позднемеловым Южно-Гобийским вулканическим ареалом и Урало-Монгольским линеаментом одновременно с коллизионными процессами в центральной и восточной частях зоны Индо-Азиатского взаимодействия. На втором этапе, начавшемся около 32 млн лет назад, произошла новая активизация слэбовых источников в Дзабхан-Долино-Озерской зоне с их последовательным распространением к северо-востоку через Восточный Хангай на территорию Орхон-Селенгинского среднегорья. Этот этап был связан с переходом от субдукции к коллизии континентальной литосферы в западной (кохистанской) части зоны Индо-Азиатского взаимодействия, установленным в работе [15]. Первая стадия «мягкой» коллизии орогена сменялась в этом случае второй стадией коллизии, сопровождавшейся субдукцией континентальной коры одной из плит [2].

В надслэбовых подлитосферных источниках Центральной Монголии выделяется общий компонент, отличающийся обогащенными начальными изотопными отношениями стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = \sim 0.7047$ и неодима $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t = \sim 0.51235$. Как правило, надслэбовые источники начинали проявлять активность после слэбовых. Частично расплавы поставлялись из обоих источников при взаимном смешении материала.

К началу активизации извержений высококальциевых расплавов из источников

надслэбового типа мы относим лавы Заалтайской Гоби, излившиеся в районе сомона Хурмэн в южных отрогах хр. Баруун-Сайханы-Нуруу. Калий–аргоновая датировка этих лав 41 ± 4 млн лет опубликована в работе [12]. Извергнутый материал из надслэбовых источников последовательно распространялся к северу–северо-западу в виде зигзагообразного сочетания субширотных и субмеридиональных зон. Смещение магматизма надслэбовых источников Центральной Монголии в интервале 41–31 млн лет назад было подобно смещению магматизма в области восточного синтаксиса Гималайско-Тибетской орогенной системы. Это явление было обусловлено запаздывающей коллизией в западной части зоны Индо-Азиатской конвергенции относительно восточной. В последние 17 млн лет активизация надслэбовых источников продвинулась в Центральной Монголии к северу–западу и сопровождала вздымание Хангайского нагорья одновременно с таким же северозападным продвижением магматизма из Центрального Тибета (террейн Кьянганг) в Северный Тибет (террейн Сонгпан–Ганзи) с вздыманием хр. Хох-Ксил.

Активность литосферно–астеносферных источников Центральной Монголии была пространственно связана с образованием впадин рифтовой зоны, в центральной части которой около 15.5 млн лет назад был инициирован высококалийный магматизм [8, 17]. В координатах начальных отношений изотопов Nd и Sr тренды лав этой территории, излившихся на Угей-Нурском, Нижне-Орхонском и Хануйском полях до 2.8 млн лет назад и на Селенгинском поле – в последние 2 млн лет, соединялись между собой в точке, соответствующей общему компоненту подлитосферной конвектирующей мантии Байкальской рифтовой системы: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \sim 0.7039\text{--}0.7040$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \sim 0.5128\text{--}0.5129$. Этот компонент был выделен в работе [4].

Важная роль коровых процессов, предполагавшаяся В.Е. Хаиным вслед за Э. Арганом в модели орогенеза Центрально-

Азиатского пояса, проявилась в развитии магматизма среднего–кислого состава Южного Тибета во временных интервалах 62–45 и 26–8 млн лет назад, а Центрального и Северного Тибета – в интервалах 51–39 и 13–5 млн лет назад. В орогенной провинции Восточного Хангая выплавки коры представлены обнаруженными нами лавами натровых андезитов и трахиандезитов, излившимися около 7–6 млн лет назад в связи с перестройкой магматической системы, сопровождавшейся сменой подлитосферных (смешанных слэбовых и надслэбовых) выплавок рафинированными надслэбовыми.

Заключение

Нами установлены синхронные вариации калия в кайнозойских базальтовых расплавах Тибета и Центральной Монголии, свидетельствующие о согласованной глубинной динамике Гималайско-Тибетской и Центрально-Азиатской орогенных систем.

В кайнозойе Центральной Монголии сложились условия для плавления мантии в Саяно-Монгольском низкоскоростном домене, расположенном в интервале глубин 50–200 км над высокоскоростным Монголо-Охотским слэбом. Мы предполагаем, что выявленное начальное распространение расплавов со слэбовыми геохимическими характеристиками и более позднее – расплавов с геохимическими характеристиками надслэбовой области соответствует проявлению мантийной конвекции, индуцированной по механизму погружающегося слэбового материала [9]. Излияние выплавок из слэба обозначало начальную нестабильность на его верхней границе ~200 км, а распространение последующих надслэбовых выплавок – развитие конвекции в вышележащем слое мантии. Активизированная область распространения надслэбового материала обеспечивала изостатическую уравновешенность вздымавшихся горных хребтов и ярко проявилась в позднекайнозойском орогенезе Хангая. Через активность надслэбовых источников реализовалась основная резко выраженная реологическая функция астеносферы.

Особая геодинамическая роль надслэбовых областей подчеркивается отсутствием горообразования на территориях, в которых надслэбовые выплавки не проявлялись, а распространялись только выплавки из слэбовых и литосферно–астеносферных источников.

Сообщение подготовлено по проекту ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № П736).

Литература

1. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 143–154.
2. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
3. Мальшев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, Т. 26, № 2. С. 3–17.
4. Рассказов С.В. Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканитах Байкальской рифтовой системы и геодинамика // Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения. Тезисы. М.: Новый мир, 1997. С. 154.
5. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады академии наук. 2003, Т. 390, № 1. С. 90–95.
6. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2008, № 1. С. 43–67.
7. Шувалов В.Ф., Николаева Т.В. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестник ЛГУ, 1985, № 14. С. 52–59.
8. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б. Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2010, Т. 3, № 1. С. 159–176.
9. Тычков С.А. Конвекция в мантии и динамика платформенных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 96 с.
10. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 5–8.
11. Хаин В.Е. Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника 1997, № 6. С. 3–15.
12. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология, 2007, № 1. С. 3–31.
13. Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V. et al. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos, 2007, V. 95, pp. 415–424.
14. Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. Collision-derived Late Cenozoic dynamics of a melting anomaly beneath Central Mongolia: magmatic and tectonic evidence // Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, 00301, 2008. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-00301.
15. Khan S.D., Stern R.J., Manton M.I. et al. Age, geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis of Teru volcanics, Northern Kohistan terrane, Pakistan // Tectonophysics, 2004, V. 393, pp. 263–280.
16. Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2006, V. 420, pp. 239–252.
17. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН НАПРЯЖЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**Ребецкий Ю.Л.^а, Сим Л.А.^а, Козырев А.А.^б, Рыбин В.В.^б, Жиров Д.В.^в**^а - *Институт физики Земли РАН, Москва (reb@ifz.ru)*^б - *Горный Институт КНЦ РАН, Анатиты*^в - *Геологический Институт КНЦ РАН, Анатиты*

Изучение тектонических напряжений всегда являлось важнейшей задачей тектонофизических исследований. Можно говорить, что тектонофизика началась с создания алгоритмов оценки напряжений в природных массивах по геологическим данным о разрывных смещениях [12, 4]. В настоящее время результаты тектонофизических исследований, использующие в том числе и методы реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений, показали, что для платформ, щитов и внутриплитных горно-складчатых орогенов большой вклад в формирование тектонических напряжений вносят остаточные напряжения [10].

Остаточные напряжения гравитационного напряженного состояния. Упругие деформации, ответственные за формирование этих напряжений, возникают на стадии гравитационного уплотнения горных пород, вызванного достижением предельного состояния хрупкого разрушения только из-за действия собственного веса. В ходе такого уплотнения, происходящего в стесненных боковых условиях, в массивах на разных глубинах (зависит от уровня флюидного давления) идет процесс разномасштабного катакластического (трещинного) течения, приводящий к увеличению напряжений бокового сжатия [8, 9]. Процесс гравитационного уплотнения приводит к переводу избыточной энергии упругих деформаций в энергию изменения объема, что связано с увеличением напряжений горизонтального сжатия и соответственно всестороннего сжатия при стабилизации на определенном уровне девиаторных напряжений. Геосреда в результате такой трансформации механической энергии переходит в более

устойчивое состояние. Достигнутое равновесие между условиями нагружения и способностью массивов выдерживать высокий уровень девиаторных напряжений вновь может быть нарушено, когда в силу изменения внешних условий (движение в мантии) породы коры начинают испытывать подъем, сопровождающийся появлением рельефа и его эрозией. В этом случае в вертикальном направлении происходит упругая разгрузка горных пород ровно на величину эрозионного сноса. Также частично снимаются напряжения, действовавшие в горизонтальном направлении, но напряжения сжатия, запасенные на стадии гравитационного уплотнения, остаются. Это и есть те остаточные напряжения, о которых ранее говорилось в других работах [1, 7 и др.]. Появление остаточных напряжений способно вновь вывести геосреду из состояния равновесия, т.к. в процессе подъема пород вновь происходит трансформация механической энергии. Но в этом случае идет обратный процесс, энергия изменения объема переходит в энергию изменения формы, т.е. идет увеличение уровня девиаторных напряжений за счет увеличения напряжений горизонтального сжатия. Подобное увеличение способно при определенных амплитудах вертикальных перемещений привести к переиндексации главных напряжений, т.е. переходу от режима горизонтального растяжения (главное сжатие в вертикальном направлении) к режиму горизонтального сжатия [8, 9].

Представленная выше краткая теория формирования гравитационных остаточных напряжений хорошо увязывается с результатами измерений напряжений ин-ситу в горном деле, где к настоящему времени имеется большое

число данных [5, 6] показывающих, что режим горизонтального растяжения в основном отвечает осадочным бассейнам и областям опускания, в то время как в областях поднятия в большом числе замеров (более 70%) имеет место режим горизонтального сжатия (рис. 1). Заметим, что обычно области, в которых имел место режим горизонтального сжатия, связывали с действием дальнодействующих тектонических напряжений, возникающих

в зонах конвергенции литосферных плит или со стороны океанических рифтов. Существует также концепция планетарного сжатия (Кропоткин). Развиваемый нами подход дает альтернативную теорию формирования режима горизонтального сжатия для горно-складчатых орогенов, а также платформ и щитов, испытывающих медленное поднятие.

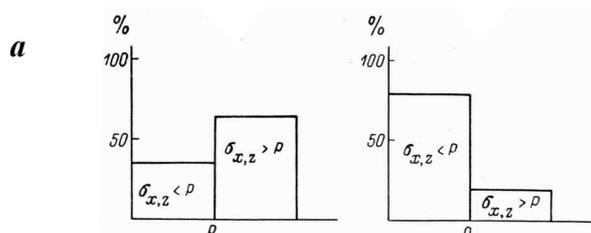


Рис. 1. Соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений для складчатого и кристаллического фундамента (а) и в породах чехла платформ (б) по работе Г.А. Маркова [6]

Напряжения Кольского полуострова. Идея о взаимосвязи остаточных напряжений с амплитудами вертикальных поднятий и эрозией поверхности подтолкнула нас к созданию новых методов оценки природных напряжений при использовании геологических данных о мощностях сноса. В этом году нам удалось на примере Кольского полуострова, где получены хорошие данные о природных напряжениях, замеренных ин-ситу методами, выполнить исследования по оценке напряжений на основе гипотезы гравитационных остаточных напряжений. Измерения напряжений методом разгрузки в разных точках карьеров показало присутствие значимой тектонической компоненты напряжений с уровнем горизонтального сжатия [5] от 5-50 МПа. Для расчета величин остаточных гравитационных горизонтальных напряжений в соответствии с идеей об их существенной роли необходимо оценить величину эрозионного среза, т.е. определить, с какой глубины и за какое время массив выведен на дневную поверхность. В современном срезе Фенноскандии фанерозойские породы практически не сохранились, за исключением разрозненных остатков в отдельных депрессиях и зонах разломов.

Существующие представления о величине эрозионного размыва пород Фенноскандии противоречивы: по А.В. Сидоренко с Кольского п-ова были эродированы толщи пород мощностью до 10-15 км; по данным Л.В. Арзамасцева и др. мощность смытых пород в южной части Кольского п-ова может достигать 8-11 км [2]. Согласно Г.М. Вировлянскому общая эродированность Хибинского района составляет 3700-5700 м, при этом разница отметок кровли между Хибинским и Ловозерским массивами - 3300-3900 м, а между Ловозерским и Контозерским - 1200-1600 м [3]. Подобная разность в величине сноса пород Фенноскандии вызвана как единичными данными о наличии фанерозойских пород, так и неравномерными блоковыми движениями, существенно затрудняющими обобщенную оценку размера эрозионного размыва по всему щиту.

Нами предпринята попытка оценки возможной величины сноса с Фенноскандии на основе анализа мощностей осадков в акваториях, окружающих район. Исходным материалом послужил атлас литолого-палеогеографических карт мира, в котором представлены карты континентов и океанов по всем эпохам мезозоя и кайнозоя [11]. Для подсчета величины

снесенного материала за определенную эпоху суммировалась максимальная мощность осадков соответствующего возраста в акватории Баренцева, Норвежского и Северного морей. Принималось, что максимальная суммарная мощность осадков определенного возраста соответствует мощности максимального сноса. В расчетах не учтены мощности мезозойско-кайнозойских осадков Русской плиты (отсутствие данных), мощности четвертичных осадков как из-за отсутствия данных, так и из-за специфики осадконакопления в эту эпоху, связанную с оледенениями, а также мощности вулканогенного материала мезокайнозойского возраста в перечисленных морях. В результате произведенных расчетов получилось, что порядок величины размыва Фенноскандии за время с раннего триаса до плейстоцена включительно превышает 10 км (таблица 1). Опираясь на данные таблицы 1 будем считать, что за последние 150 млн лет эрозия поверхности могла составить 5 км, т.е. породы, в которых на руднике

«Железный» (массив Ковдор) выполнялись замеры зеркал скольжения для оценки напряжений, находились на глубине 5 км от поверхности. Используя данные о плотности и механических свойствах горных пород, а также предполагая флюидное давление в период гравитационного ктакластического уплотнения близким к закону гидростатики на данной глубине (5 км – 500 бар), нами были оценены остаточные напряжения. Получено, что на глубине замеров ин-ситу (100 м) напряжения вертикального сжатия будут составлять около -3 МПа, в то время как напряжения горизонтального сжатия будут около 27 МПа. Эти напряжения могут испытывать частичную релаксацию, которая обусловлена вязким механизмом текучести. Однако для кристаллических горных пород при уровне девиаторных напряжений много ниже предела истинной пластичности вязкость определяется диффузионным механизмом текучести и, следовательно, ничтожна (коэффициент вязкости $>10^{30}$ Па*с).

Таблица 1. Скорости сноса с Фенноскандии за кумулятивные интервалы времени

Эпохи	Время млн.лет	Мощность в м	Скорость в мм/год
T ₁ - N ₂	250.0	10928	0.044
T ₃ - N ₂	227.4	8593	0.038
J ₁ - N ₂	205.1	6468	0.031
K ₁ - N ₂	142.0	4818	0.034
Pg ₁ - N ₂	65.5	2468	0.038
Pg ₂ - N ₂	55.0	1688	0.031
Pg ₃ - N ₂	33.7	1213	0.035
N ₁ - N ₂	23.8	688	0.029

Особенности природного напряженного состояния Хибинского массива. Заметим, что представленный выше подход позволяет оценивать величины напряжений, ожидаемые в исследуемых массивах. Сравнивая полученные значения с результатами измерений напряжений ин-ситу методом можно говорить о вероятности подобной гипотезы. Однако даже хорошее совпадение оцененных напряжений исходя из теории остаточного гравитационного

напряженного состояния неспособно однозначно сказать нам о том, что замеренные напряжения прямо связаны этим состоянием, а не с дальнедействующими от границ литосферных плит напряжениями. Такая неоднозначность будет иметь место всегда, пока исследования напряжений ведутся в масштабе одного обнажения (горной выработки) или их совокупности, показывающей существование однородного напряженного состояния.

Прогноз направления и величины тектонических напряжений на обрабатываемых и перспективных к отработке месторождениях Хибинского массива

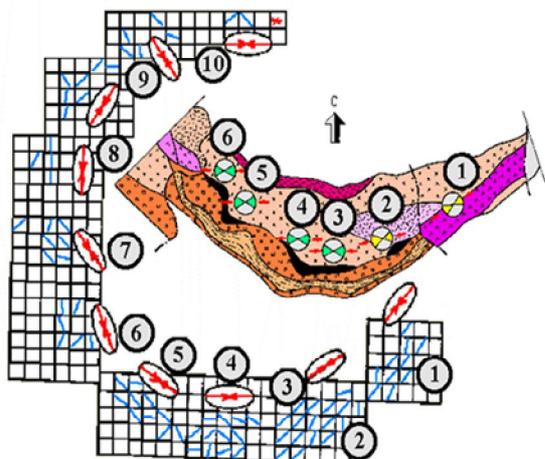


Рис. 2. Ориентации осей максимального сжатия по результатам замеров ин-ситу в апатитовых месторождениях Хибинского массива [Козырев, Савченко, 2009].

В некоторых особых случаях, когда результаты совокупности измерений напряжений разных сопряженных участков доставляют данные о неоднородном по ориентации главных осей поле напряжений, появляется возможность понять, способна ли та или иная концепция формирования напряжений горизонтального сжатия предсказать наблюдаемую закономерность ориентации главных напряжений. Шанс для проверки предлагаемой концепции формирования напряжений горизонтального сжатия дают нам данные кольских горняков [5], которые показывают, что для Хибинского массива имеет место близкая к концентрическому ориентация осей главного сжатия (осесимметрическое) в пределах внутреннего кольца, где расположены основные месторождения (рис. 2).

Для объяснения закономерности распределения напряжений по латерали и в глубине Хибинского массива, выявленной в прямых измерениях (рис. 2), нами была

поставлена задача теоретического определения этих напряжений в результате формирования щелочной интрузии, ее остывания и поднятия к поверхности. Геологические данные показывают, что формирование пород щелочной интрузии, сегодня находящихся у поверхности, происходило около 400 млн. лет назад на глубинах 3.7-5.7 км (амплитуды эрозии поверхности 3-5 км), при глубине нижнего палеоконтакта – 11-12 км (современное состояние 7 км) и мощности перекрывавшей ее палеозойской осадочно-вулканогенной толщи в 1-2 км. Эти данные вместе с механическими свойствами горных пород (таблица 2) позволяют ставить и решать задачу механики для вертикального цилиндрического штока, в котором в результате действия гравитационных сил на глубине 5 км происходили процессы гравитационного уплотнения, создавшие дополнительные (по отношению к упругому состоянию) сжимающие напряжения в латеральном направлении.

Таблица 2. Усредненные механические свойства пород Хибинского массива и его окружения

	Название пород	Индекс в модели	Модуль упр. Е бар	Пуассон ν	Объемный вес ρ , кг/м ³
Ядерная часть массива	Фойяиты	<i>II</i>	$7 \cdot 10^5$	0.4	$2.70 \cdot 10^3$
Рудоносное кольцо	Апатит-нефелины	<i>I</i>	$4 \cdot 10^5$	0.25	$2.9 \cdot 10^3$
Архейские гнейсы и периф. часть массива за пределами рудоносной зоны	Окружающие породы – Архейские гнейсы, Хибиниты (нефелиновые сиениты)	<i>O</i>	$5 \cdot 10^5$	0.15	$2.8 \cdot 10^3$

Состояние Хибинского массива в рамках концепции остаточных напряжений. На рис. 3, а показаны результаты расчетов радиальных, тангенциальных и вертикальных напряжений, формирующихся в процессе остывания интрузии (уменьшение радиуса расплава в центральной части: сплошная линия, пунктир, штрих пунктир, тройной штрих пунктир) на глубине 5 км (радиус интрузии $R_i = 20$ км). Эти и последующие расчеты отвечали решению осесимметрической задачи упруго-пластического тела для слоя с цилиндрическим штоком (интрузия). В интрузии в периферийной остывшей кристаллической ее части сжатие в вертикальном направлении наибольшее ($S_{zz}^i = S_3$). Минимальное сжатие действует в тангенциальном направлении ($S_{jj}^i = S_1$), а промежуточное главное напряжение направлено по радиусу ($S_{rr}^i = S_2$). В окружающих интрузию породах вблизи Хибинского массива наибольшим из горизонтальных сжимающих напряжений также является радиальное напряжение ($S_{rr}^o = S_2$). По мере уменьшения радиуса центрального пластического ядра интрузии значения напряжений в радиальном и тангенциальном направлениях сближаются. При полном исчезновении пластической части эти напряжения в интрузии и за ее пределами становятся равными друг другу принимая в этих областях значения, близкие к -717 бар (71.7 МПа) и -733 бар (73.3 МПа) соответственно.

Далее были выполнены расчеты напряженного состояния, возникающего в интрузии и за ее пределами после поднятия пород на 5 км и эрозии поверхности на эту же мощность (рис. 3, б). Результатом разгрузки является уменьшение вертикальных напряжений

практически до нуля и уменьшение величин напряжений в латеральном направлении. Однако такое уменьшение из-за существования остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния во-первых не приводит к полному исчезновению латеральных напряжений, а во вторых оно разное в радиальном и тангенциальном направлениях. В пределах интрузии наибольшая разгрузка имеет место в радиальном направлении и меньшая в тангенциальном. Таким образом, в интрузии в радиальном направлении будут действовать напряжения сжатия порядка 300-340 бар (30-34 МПа), а в тангенциальном порядка 380-430 бар (38-43 МПа).

Напряженное состояние Хибинского массива с позиции внешнего горизонтального сжатия. Другим объяснением данных ин-ситу (рис. 2) является гипотеза о дальнедействующих напряжениях от границ литосферных плит или о планетарном сжатии. Эта концепция также нами была проверена в рамках изучения особенности формирования напряжений Хибинского массива. На рис. 3, в показаны напряжения, полученные в результате решения осесимметрической задачи о цилиндрическом штоке в слое, сжимаемом в латеральном направлении. Видно, что наибольшее сжатие в интрузии в районе месторождений Хибинского массива действует в тангенциальном направлении, меньшее по величине в тангенциальном направлении (720-900 бар) и большее в радиальном (1050-1250 бар). Уровень сжимающих напряжений здесь связан с уровнем напряжений, задаваемых на досточном удалении (бесконечности) и в данном анализе не принципиален.

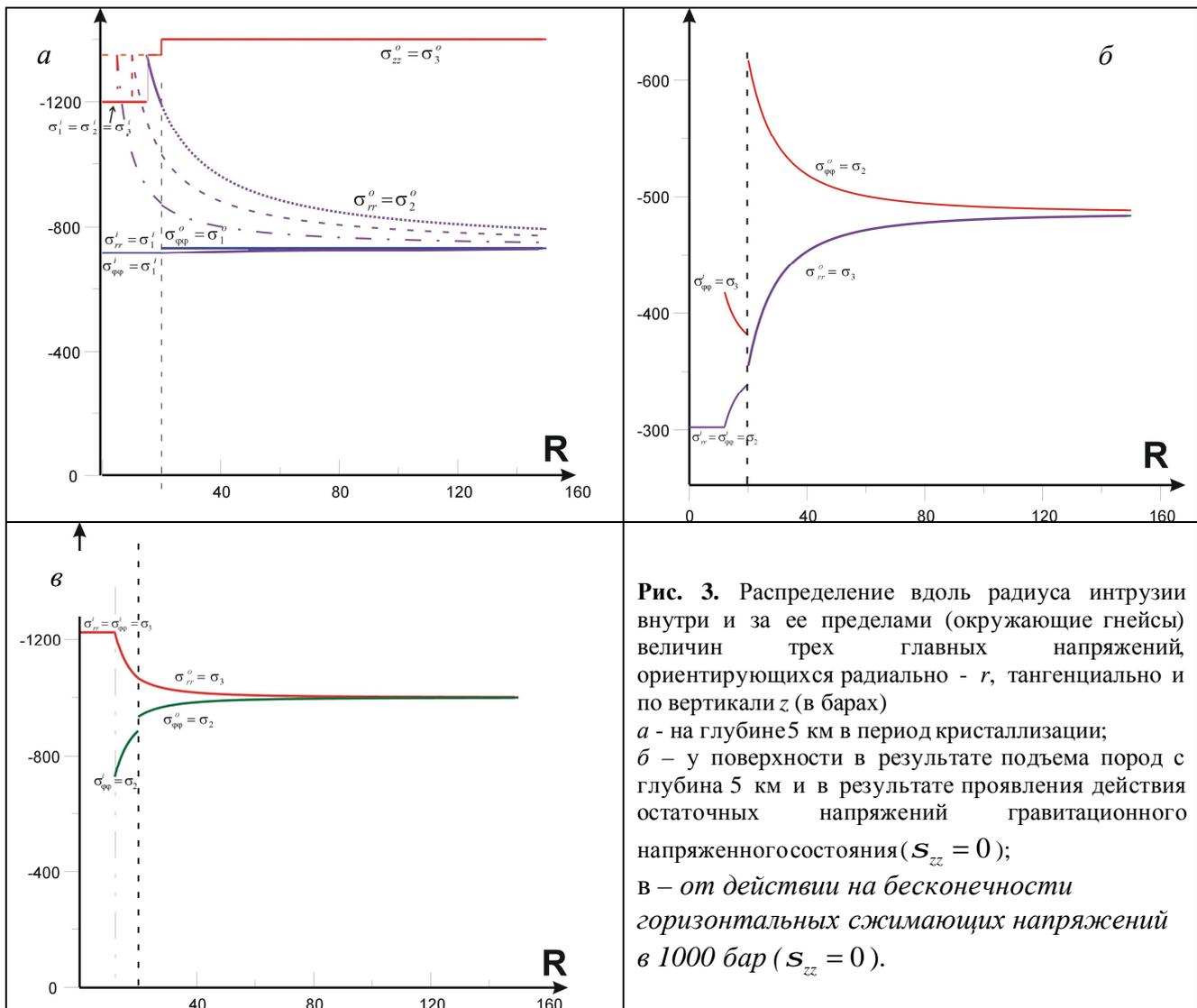


Рис. 3. Распределение вдоль радиуса интрузии внутри и за ее пределами (окружающие гнейсы) величин трех главных напряжений, ориентирующихся радиально - r , тангенциально и по вертикали z (в барах)
 а - на глубине 5 км в период кристаллизации;
 б - у поверхности в результате подъема пород с глубина 5 км и в результате проявления действия остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния ($S_{zz} = 0$);
 в - от действия на бесконечности горизонтальных сжимающих напряжений в 1000 бар ($S_{zz} = 0$).

Закключение. Таким образом, сравнение результатов расчетов рис. 3 показывает, что с позиции внешнего горизонтального сжатия не удастся объяснить важную особенность поля напряжений Хибинского массива – тангенциальную ориентацию осей максимального сжатия в периферийной части интрузии. Объяснение этой особенности возможно в рамках концепции остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния. Согласно этой концепции в процессе упругой разгрузки, вызванной эрозией вышележащих слоев, в радиальном направлении снимается больше напряжений, чем в тангенциальном, что и приводит в конечном итоге к преиндексации главных напряжений.

Вместо ориентации максимального сжатия в вертикальном направлении, что имело место, когда эти породы были на глубине 5 км, имеет место ориентация максимального сжатия в горизонтальном тангенциальном направлении.

Важно отметить, что в нашем докладе впервые предложен и практически реализован метод оценки величин напряжений для областей, испытывающих поднятие, основанный на чисто геологических данных об амплитудах эрозии поверхности. Поскольку горные породы коры за последние сотни миллионов лет практически повсеместно имели периоды подъема, сопровождающегося эрозией, то развиваемая нами концепция объясняет формирование повышенных напряжений горизонтального сжатия.

Литература

1. *Айтматов И.Т.* Концепция о естественном напряженно-деформированном состоянии породных массивов в мобильных горно-складчатых областях // Напряженное состояние и удароопасность массивов горных пород на рудных месторождениях Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1983. С. 3-31.
2. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В.* Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектономагматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. № 6 (3). С. 316-336.
3. *Вировлянский Г.М.* Влияние глубины становления и эрозионного среза Хибинского и Ловозерского массивов на их апатитоносность // Изв. АН СССР, сер. Геологическая 1975. № 11. С. 90-98.
4. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. Геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
5. *Козырев А.А., Савченко С.Н.* Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части коры // Физика Земли. 2009. № 11. С. 34-43.
6. *Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давления в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. С. 211.
7. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
8. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1, № 11. С. 6-73.
9. *Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008. Т 423, № 4. С. 538-542.
10. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН 2008. М.: Изд. ИФЗ РАН С. 245-299.
11. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Отв. ред.: В.Л.Барсуков, Н.П.Лавров. Л., ВСЕГЕИ, 1989. 79 с.
12. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd ed. 1951. Edinburgh, 206 pp.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СТОЙЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

Резникова О.Г.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж Россия

Reznikova_O@bk.ru

Известно, что железистые кварциты являются одним из потенциальных нетрадиционных источников благородных металлов. Одним из регионов распространения пород железисто-кремнистой формации является мегаблок КМА ВКМ с известным Старооскольским рудным районом, в котором обрабатывается Стойленское месторождение. Одной из важнейших особенностей золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах является ведущая роль в рудном парагенезисе сульфидов и, прежде всего, пирита, пирротина и халькопирита. Анализ пространственно-временных соотношений сульфидов с рудными и силикатными минералами свидетельствует о наличии нескольких их генераций, что позволяет установить стадийность формирования благороднометалльносодержащего оруденения. При исследовании пиритов были выделены следующие морфогенетические типы [2,6]: 1) Наиболее ранний, незначительный по степени распространенности и сингенетичный железистым кварцитам по своей природе представлен тонкой эмульсионной послойной вкрапленностью размером 0,02-0,04 мм, имеет площадное развитие. 2) Наиболее широким распространением и более сложным характером взаимоотношений с другими рудными и нерудными минералами отличается второй морфогенетический тип, ксеноморфный, слагающий вкрапленные, мелкопятнистые, линзовидные, полосчатые обособления. Важной особенностью, отражающей его связь с процессами регионального метаморфизма, является тесная ассоциация с амфиболами и мелкозернистым кварцем (\pm карбонаты) [4]. 3) Массивный

встречается преимущественно в зонах контакта сланцев с перекрывающими безрудными и слабрудными кварцитами, в катаклазитах и интенсивно сульфидизированных породах, получивших название лебединит. Содержание такого пирита в породе достигает 70 об.%. 4) Пирит, являющийся составной частью кварц-сульфидных и сульфидно-кварцевых (\pm карбонаты) прожилков, обычно хорошо оформлен, как правило, некорродирован, образует крупные (до 3 мм) идиоморфные зерна в виде кристаллов кубической формы, чем отличается от более ранних ксеноморфных сульфидов, возникших в ходе процессов литогенеза и метаморфизма [1,6]. 5) Наиболее поздний встречается среди окисленных руд в зоне гипергенеза.

Перечисленные выше морфогенетические типы пирита содержат в себе некоторую примесь благородных металлов, однако наибольшее значение приобретают ксеноморфный и массивный типы из-за их максимальной распространенности на рассматриваемых месторождениях. Замечено, что пирит ксеноморфный с повышенными содержаниями благородных металлов встречается в магнетитовых и силикатно-магнетитовых разновидностях кварцитов, сложенных преимущественно щелочными амфиболами, актинолитом, реже биотитом и карбонатом. Пирит массивный наиболее часто встречается в измененных метаморфо-матасоматических породах (лебединитах, катаклазитах) и именно на пириты из этих пород стоит обращать внимание, установлено, что в породах, обогащенных ими, могут присутствовать значительные содержания палладия и золота. Пирит изометричный чаще всего не содержит ЭПГ в виде примесей, но

обогащенные им породы могут содержать Au. В пирите из зоны гипергенеза обнаружены повышенные содержания Pd

Более ограниченно развитый пирротин в железистых кварцитах так же представлен несколькими отчетливо выраженными морфотипами: 1) ранний присутствует в виде мельчайших дисперсных включений в магнетите; 2) более распространен ксеноморфный, образующий как отдельные зерна, так и сростки с магнетитом, его количество в аншлифе достигает 2 - 7%; 3) пирротин наиболее поздний встречается в небольших количествах (до 1% в аншлифе) в виде включений в пирите.

Наиболее обогащен благородными металлами преимущественно Ag, Pt и Au ксеноморфный пирротин, который присутствует во всех геолого-промышленных разновидностях кварцитов.

Для халькопирита характерно наличие двух основных морфогенетических типов: 1) ранний и широко распространенный халькопирит с относительно крупными ксеноморфными зернами образует сростки с магнетитом, пиритом и пирротинном (до 7% в аншлифе); 2) более ограниченно развитый (до 1% в аншлифе) халькопирит поздней генерации, встречается в виде сростков и включений в пирите.

Все перечисленные морфогенетические виды сульфидов принимают участие в формировании различных типов благороднометалльного оруденения. Среди ранее выделенных на Михайловском, Лебединском и Стойленском месторождениях КМА шести генетических типов золото-платиннометалльного оруденения (осадочно-метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, гидротермально-метасоматический, гипергенно-метасоматический, осадочный, техногенный (россыпной)) на изучаемых месторождениях были исследованы 4 из них.

Осадочно-метаморфогенное оруденение является сингенетическим

развитым преимущественно среди слабородных (пирит мелкораспыленный) и магнетитовых (пирротин в виде дисперсных включений в магнетите). Содержания золота и платиноидов в породе низкие (фоновые: Au=0,02 г/т; ЭПГ до 0,05 г/т).

Метаморфогенно-метасоматическое оруденение является наиболее распространенным, сульфиды в нем представлены массивным пиритом, а так же ксеноморфными пиритом, пирротинном и халькопиритом, характеризуется повышенными содержаниями Au, Ag и ЭПГ. Это оруденение развито на контактах сланцев с кварцитами, а так же непосредственно в железистых кварцитах. Характеризуется повышенными содержаниями Au (1,75г/т); Ag (5,2г/т); Pd (0,5г/т); Pt (0,38г/т).

Гидротермально-метасоматическое преимущественно жильное, в нем развит изометричный пирит в ассоциации с халькопиритом. Благороднометалльное оруденение этого типа (Au 0,16-0,19 г/т; ЭПГ до 0,3 г/т) связано с зонами повышенной проницаемости и метасоматоза, тогда как в жилах в значимых количествах присутствует только золото (0,13г/т) [4,5].

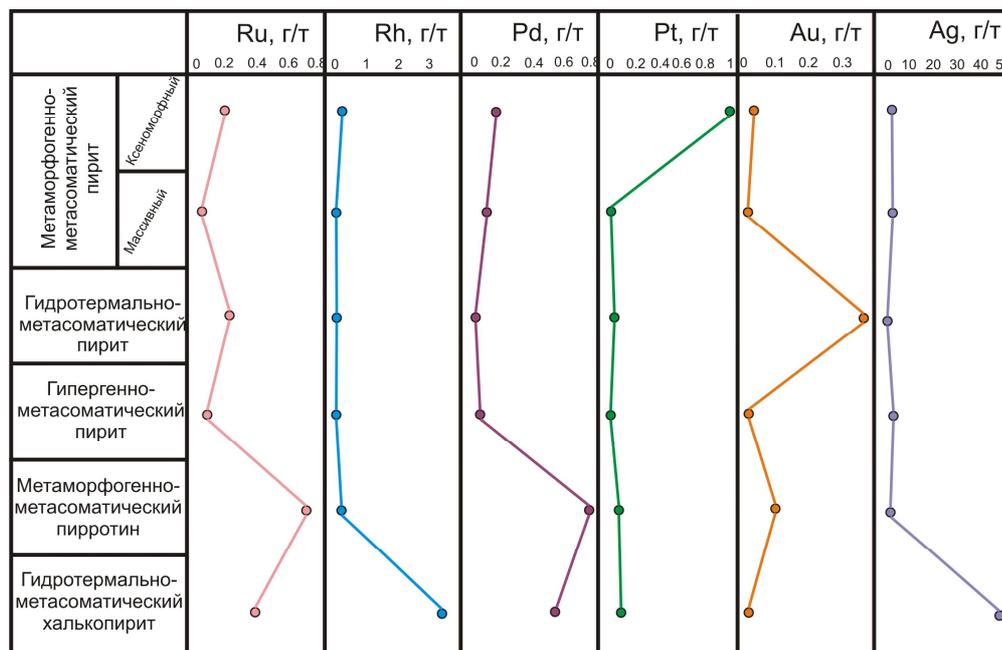
Гипергенно-метасоматическое развито в зонах окисления и корях выветривания [5]. Сульфиды представлены преимущественно кавернозным пиритом. В образцах из окисленных и богатых руд обнаружены повышенные содержания Pd до 2,19 г/т.

Для установления примесей благородных металлов в сульфидах, относящихся к вышеперечисленным оруденениям был использован метод масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ISPM). Его точность позволяет устанавливать примеси благородных металлов в сульфидах содержанием от 0,01 г/т. Были проанализированы пириты ксеноморфные, массивные, изометричные и из зоны окисления, а так же крупный ксеноморфный пирротин и халькопирит в сростках с пиритом.

Таблица. Содержание примесей благородных металлов в сульфидах Стойленского железорудного месторождения

	Ru	Rh	Pd	Ag	Pt	Au
Проба	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
Пирит ксеноморфный						
СТ-7	0,21	0,28	0,10	2,71	3,62	0,017
СТ-9	0,30	0,044	0,34	1,98	<0,01	0,054
СТ-10/16	0,16	<0,01	0,081	0,72	<0,01	0,013
СТ-46	0,12	0,038	0,21	1,95	<0,01	0,067
Пирит массивный						
СТ-14	0,075	0,031	0,037	1,51	<0,01	<0,01
СТ-46	0,065	0,031	0,13	1,40	<0,01	<0,01
СТ-71	0,035	0,029	0,12	0,34	<0,01	0,017
Пирит кубический						
СТ-27	0,18	0,055	0,11	11,5	<0,01	0,021
СТ-13/1	0,22	0,026	0,024	0,15	0,011	0,37
Пирит из зоны окисления						
СТ-139	0,088	0,018	0,035	0,75	<0,01	0,017
Пирротин ксеноморфный						
СТ-10/1a	0,57	0,16	0,75	0,54	<0,01	0,030
СТ-26/1	0,88	0,12	0,72	0,18	0,089	0,14
Халькопирит						
СТ-27	0,38	3,42	0,52	49,1	0,066	0,024

Примечание: анализы выполнены масс-спектрометром с лазерной абляцией, методом ISP MS, ВСЕГЕИ

**Рис.** Распределение примесей благородных металлов в разных морфогенетических типах сульфидов

Анализ полученных результатов, приведенных в таблице и на рисунке, выявляет повышенные содержания элементов платиновой группы в ксеноморфном пирите (Ru-0,12-0,3г/т; Rh-до 0,28г/т; Pt-до 3,62г/т; Pd-0,08-0,34г/т). В гидротермально-метасоматическом пирите присутствуют Au (до 0,37г/т); Ag (до

11,5г/т) и Ru (0,18-0,22г/т). Стоит отметить, что Au в виде примеси во всех типах сульфидов мало распространено (в среднем 0,06г/т), хотя достигает достаточно высоких значений в рудовмещающих породах в целом (в среднем 0,23г/т). Это объясняется тем, что Au находится в железистых кварцитах не

только в примесях, но и образует собственные минеральные фазы [3].

В метаморфогенно-метасоматическом пирротине установлены повышенные концентрации Rh (0,12-0,16г/т); Ru (0,57-0,88г/т) и Pd (0,72-0,75г/т). Отмечается снижение содержаний Ag (0,18-0,54 г/т) и Au (0,03-0,14г/т) [3].

Исследования халькопирита в сростках с пиритом выявили весьма высокие по сравнению с другими сульфидами содержания Rh (3,42г/т); Ag (49,1г/т) и повышенные Ru (0,38г/т); Pd (0,52г/т) [3].

На основании выполненных исследований установлено, что золото-платинометалльное оруденение в железистых кварцитах характеризуется не только сложным полиминеральным и многокомпонентным составом, а так же представлено примесными формами в различных типах сульфидов.

Литература

1. Кашин С.В., Плющев Е.В., Попкова Н.В. Стадийность и зональность эпигенетических минералообразований в железистых кварцитах Михайловского месторождения (КМА) // ЗВМО, 2001, №6.- С.95-98.
2. Резникова О.Г. Морфогенетические типы сульфидных минералов железистых кварцитов Стойленского месторождения (КМА) в связи с оценкой их золото-платиноносности // Минерогения докембрия: материалы Всероссийской конференции. - Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. – С. 208-212
3. Резникова О.Г. Золото-платинометалльная минерализация в железистых кварцитах Старооскольского железорудного района КМА (типы, состав и генетические особенности) // автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. – Воронеж, 2010.– 24 с.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
5. Чернышов Н.М. Золото-платиносодержащие техногенные продукты железорудных месторождений-гигантов КМА – проблема их комплексного освоения в условиях экологических ограничений // Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты – Материалы международной научно-практической конференции, г. Воронеж: ВГУ, 2009.-475 с.
6. Чернышов Н.М., Коробкина Т.П. Особенности распределения и формы концентрирования платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол., 2005, № 1. – С. 140-152.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**Ремизов Д.Н.**

*Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург,
Россия
(dnr1957@yandex.ru)*

Геологическая история Урала и, в частности, северной – полярно-приполярной его части интенсивно обсуждается в последние годы в связи с поступлением новых, преимущественно аналитических данных. На наш взгляд, эти данные, особенно прецизионная информация о редкоэлементном составе магматитов, позволяют более объективно обсуждать процессы формирования земной коры в сложно построенных орогенах с длительной историей развития, каковым является Урал.

Урал – коллизионный ороген, сформировавшийся при закрытии палеозойского океанического пространства между Восточно-Европейским палеоконтинентом (ВЕК или Балтики) и палеоконтинентом Сибирия в позднем палеозое – начале мезозоя при образовании последней Пангеи. Большая часть этого гигантского орогена сейчас находится в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Зарождение палеоокеана обсуждается с позиции двух основных гипотез (и их частных вариаций) – раскола предшествующего докембрийского палеоконтинента или сквозного развития палеоокеана как минимум с позднего рифея. Кроме того, значительная, если не подавляющая часть так называемых геологов-производственников, осознанно или нет, придерживаются фиксистских взглядов, хотя используют (в соответствии с требованиями разнообразных Инструкций) терминологию тектоники плит. Эти взгляды мы здесь рассматривать не будем.

Автор придерживается гипотезы о том, что уральская окраина ВЕК как минимум с позднего рифея была окраиной Панталлассы – предшественника Тихого океана и развивалась по сценарию смены различных типов обстановок активной континентальной окраины. Это близко к

гипотезе сквозного развития палеоокеана [3] и в этой связи ниже обсуждаются проблемы гипотезы континентальной деструкции. Первой и главной, на наш взгляд, проблемой этой гипотезы является присутствие фрагментов коры океанического происхождения поздневендского возраста непосредственно во фронте Главного Уральского разлома. В.Н. Пучков [1] рассматривает эти фрагменты как интерниды вендского коллизионного орогена Тиманид (доуралид, кадомид и т.п.). Это вполне возможно, однако здесь необходимо опровергнуть одно главное заблуждение, а именно – представление о северо-западном, «тиманском» простирании структур внутри аллохтонных пластин Неркаю, Дзеляю, Хордьюс, Харбей и Марункеу, которые относятся к данным структурам. Такие простирания гнейсовидности и полосчатости метаморфитов в этих блоках действительно имеют место, но они фиксируются главным образом по периферии аллохтонных чешуй, подчеркивая их надвиговый характер и тектонически фрагментированную структуру, возникшую при уральской орогении. Во-вторых, совершенно не очевиден докембрийский возраст пластины Неркаю, которую мы считаем глубинной частью аккреционной (коллизионной) призмы уралид [2]. В-третьих, метагаббро-гипербазитовые формации в составе пластин Дзеляю и Хордьюс прослеживаются практически непрерывно вдоль всего Войкаро-Сынинского гипербазитового массива более чем на 200 км. Если это офиолиты Тиманид, то им нет аналогов в мире по ширине сохранившегося пояса (уралиды здесь срезают тиманиды почти ортогонально). Кроме того, на отдельных участках (верховья р. Мокрая Сыня, междуречье рек Кокпела и Погурей)

метаморфиты непосредственно контактируют с гипербазитами без заметных тектонических явлений либо находятся с ними в переслаивании. Дуниты присутствуют и внутри самих metabазитовых пластин. Все это наводит на мысль, что южная часть Войкаро-Сынинского массива (южнее Погурья) относится к метагабброидной позднепротерозойской дзеляюской ассоциации, а не к ордовикскому райизско-войкарскому комплексу в его современном понимании. В этом случае возникает вопрос: каким образом поздневендские океанические образования в столь крупных объемах попали в структурную композицию палеозойского орогена в его интернидах? На наш взгляд это возможно только в случае признания аккреционного генезиса Тимано-Печорского орогена на окраине палеоокеана с еще сохранившейся докембрийской корой океанического происхождения (океанической или островодужной). Кроме того, Тагильская островная дуга внутриокеанического генезиса закладывалась в ордовике. Если Уральский палеоокеан начал раскрываться в позднем кембрии, то довольно сложно предположить образование в нем островных дуг уже как максимум через 50 млн. лет после его раскрытия. Это очевидно не верно с позиции актуалистической геодинамики. Конечно, можно предположить более высокие скорости спрединга для домезозойской истории океанов, но тогда ставится под вопрос общая равномерная цикличность геодинамических процессов (циклы Вильсона).

Еще одна проблема, или, скорее особенность геологической истории южной части Полярного Урала, была доказана в ходе наших работ последних лет. Было однозначно подтверждено аналитическими методами присутствие в Войкарском районе исключительно образований девонской островной дуги. Ордовикские датировки (около 450 млн. лет) получены только для цирконов из габброидов кэршорского комплекса [3]. Силурийские датировки практически отсутствуют. Весь магматизм района носит отчетливо островодужный

характер, образует непрерывную серию интрузивных горных пород с четкой эволюцией частной специфики химизма от ранних стадий к более поздним и великолепной корреляцией составов с андезитоидными вулканитами Малого Урала. Таким образом, Войкарская (Малоуральская) островная дуга коррелируется с Магнитогорской, и возникает вопрос – где находятся сейчас образования ордовикско-силурийской Тагильской островной дуги? Есть и еще одна существенная подробность геологического строения Малого Урала. Формации островодужного комплекса залегают практически горизонтально (максимум 10° падения на северо-восток) и не превышают по мощности 300-350 м в самых восточных выходах. Это было доказано бурением еще в 60-х годах, но и тогда на это не обратили внимания, и сейчас мощность вулканитов рассчитывается по простому геометрическому правилу исходя из их первоначально горизонтального залегания: угол падения 20° , ширина выходов – около 4 км, мощность свиты: около 1400 м. Это принципиально не верно, поскольку изначально вулканогенная толща может залегать под этим, замеренным сейчас, углом. Кроме того, нами были получены изотопные позднедевонские датировки для плагиомигматитов собского комплекса (SRIMP-II, ВСЕГЕИ), что кардинально изменяет представления о геологической истории Полярного Урала. Учитывая наличие мощнейшей зоны милонитизации в западной части Лагортинско-Кокпельских островодужных диоритоидов, которая, кстати, ни на одной геологической карте не отражена, можно предполагать здесь позднедевонский глубокий субгоризонтальный надвиг, что коррелируется с коллизией на Южном Урале. Тагильская островная дуга на этом участке либо отсутствовала, либо, скорее, находится в автохтоне (параавтохтоне) под надвигом.

Геологическую историю северной части уральской окраины ВЕК можно рассматривать в качестве единого процесса преобразования активной окраины этого

палеоконтинента. В конце рифея это была окраина западнотихоокеанского (островодужного) типа, которая в венде испытала перестройку в окраину андийского типа в ходе аккреции островных дуг и микроконтинентов в фундаменте ПП, что привело к проявлению коллизионного магматизма в нем [6] и лаптапайской молассы на Приполярном Урале в формациях ЦУП. До позднего кембрия аккреционный Тиманский ороген был пенепленизирован, а вблизи его окраины, но на поздневендской океанической коре (обрамление Дзеляю [4], возможно – пальникшорская толща Хордьюсского массива) в конце кембрия закладывается зона субдукции западного падения. Рассеянный спрединг над ней приводит к дроблению окраины Тиманского орогена, раскрытию Североуральского задугового бассейна с приконтинентальной пассивной окраиной, а непосредственно над зоной субдукции закладывается островная дуга, формации фундамента которой представлены в пластинах Дзеляю, Хордьюс и, возможно, Харбея и Марункеу. В это время Азиатский палеоокеан (микроконтиненты и островные дуги которого сейчас слагают фундамент Западно-Сибирской плиты) уже начинает закрываться, и в среднем ордовике происходит столкновение двух дуг. В результате заклинивания зоны субдукции происходит отрыв слэба и формируются низкоэнергетические крайне истощенные габброиды Кэршора. Североуральский задуговый бассейн начинает закрываться в зоне субдукции восточного падения, а над ней, на коре восточного задугового бассейна формируется Тагильская островная дуга. Возможно, вследствие заклинивания зоны субдукции на участке, ныне соответствующем Войкарской зоне, активная окраина преобразовалась в трансформную, а следующий субдукционный эпизод начался только в позднем силуре(?) – раннем девоне с формированием Войкарской (Магнитогорской) дуги. В дальнейшем события развивались по общепринятому

сценарию вплоть до коллизии в карбоне – перми.

Литература

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф Сервис, 2010. 280 с.
2. Ремизов Д.Н., Юдин В.В., Григорьев С.И. Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала. // Вестник ИГ Уро РАН, 2002, № 4. С. 4-8.
3. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов А.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН, 2010, том 434, № 2, с. 1–5.
4. Ремизов Д.Н., Шишкин М.А. Фрагменты коры океанического типа на Полярном Урале //Тез. Совещания. Екатеринбург, 2003.
5. Самыгин С.Г., Руженцев В.С. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226-229.
6. Dovzhikova E., Pease V., Remizov D. Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia //GFF, V ol. 126 (Pt.4, December), Stockholm. 2004. pp. 353-362.

МАНЫЧСКАЯ ГЛУБИННАЯ СУТУРА – ГРАНИЦА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Рихтер Я.А.

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского
(RichterYA@info.sgu.ru)

Как показали геолого-геофизические исследования последнего времени, строение земной коры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и сопредельных структур обнаруживает значительно большую степень неоднородности и гетерогенности, чем это представлялось ранее. Выяснено, что кряж Карпинского, представлявший ранее как валлообразная краевая “рубцовая” структура вдоль глубинного разлома, разделяющего Восточно-Европейскую и молодую Скифскую платформы, сложен пакетом тектонических покровов, перемещенных с юга на север на южный склон Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы в районе г. Котельниково, вдоль системы Северо-Донецкого надвига, а на его продолжении к восток-юго-востоку, за Ергенями и до устья Волги – на структуры Прикаспийской впадины, от ее западной бортовой зоны и Сарпинского прогиба до Астраханского свода. Таким образом, можно выделять собственно основную часть кряжа – на границе с Прикаспийской впадиной, и его переходную к Днепровско-Донецкому прогибу часть на западном продолжении кряжа – на границе с Восточно-Европейской платформой.

В строении основной части кряжа участвуют аллохтонный комплекс, состоящий из сильно дислоцированных терригенных пород среднекаменноугольно-раннепермского возраста, и слабо деформированный автохтонный комплекс, представленный преимущественно карбонатными раннесреднекаменноугольными (включая раннебашкирские) образованиями. Неавтохтон сложен платформенным чехлом юрских, меловых и кайнозойских отложений мощностью от нескольких сотен метров до 1,0 – 1,4 км.

Кряж Карпинского представляет собой погребенное складчато-покровное сооружение, в целом надвинутое на южный склон Воронежской антеклизы и восточнее – на палеозойский осадочный комплекс Прикаспийской впадины. Перемещения по надвигам происходили в позднепермское – триасовое время и, возможно, закончились в позднем триасе – лейасе, и, таким образом, последние из них могут быть отнесены к раннекиммерийским тектоническим движениям, а самые ранние – к герцинским. Предсреднеюрский размыв достигал во фронтальной части тектонических покровов глубины 0,5 км, для серии внутренних пластин – 1,5-3,0 км и для самой южной и крупной тектонической пластины – до 5 км, что свидетельствует о том, что самые молодые надвиги были созданы на северной периферии кряжа Карпинского.

Зона сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины «замаскирована» с поверхности палеозоя складчато-покровным сооружением кряжа Карпинского, ее характер и природа были неизвестны из-за чрезвычайно слабой геолого-геофизической изученности глубин, не превышающих 4-5 км. И лишь в последнее десятилетие прошлого века и в первые годы нынешнего здесь стали применяться современные технологии сейсмического профилирования ГСЗ и МОГТ с регистрацией записи до 20-25 с, что позволило осветить строение земной коры и верхней мантии до глубин 50-60 и более километров. Они доставили чрезвычайно интересные данные, совершенно по-иному раскрывающие глубинное строение переходной зоны под кряжем Карпинского [2,3].

На участке регионального профиля Элиста – Спокойное, ориентированном с северо-востока на юго-запад (см. рис.1А),

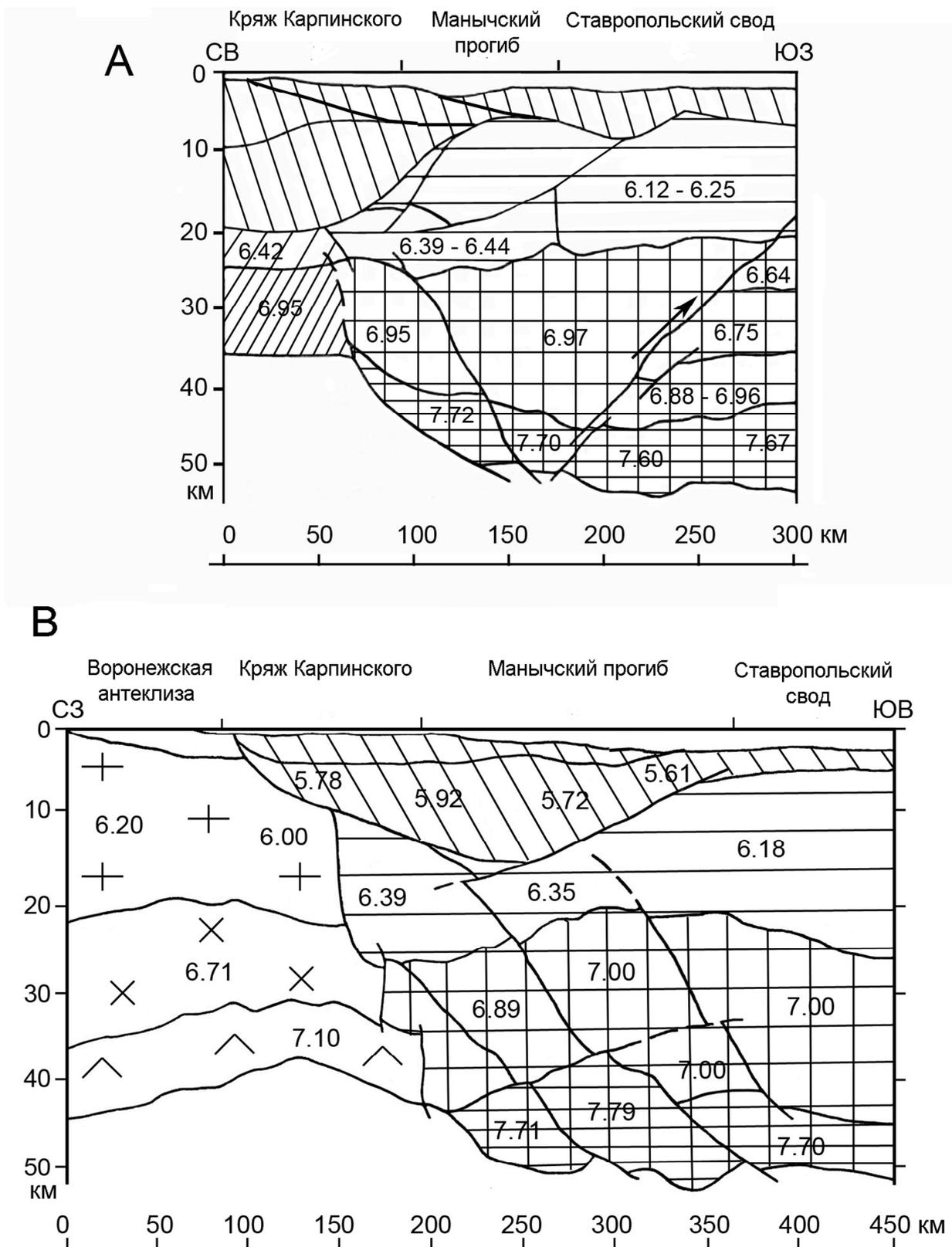


Рис. 1. Манычская глубинная сutura (по данным ГСЗ), на участке Элиста – Спокойное (А) и Воронежской антеклизы и Скифской плиты, на участке Морозовск – Дивное (В).

отчетливо прослеживается резкая смена относительно маломощной земной коры под кряжем Карпинского (около 35-36 км) гораздо более мощной (до 52 км) корой Скифской плиты. Причем эта смена приурочена к тыловой части кряжа и его границе с Манычским прогибом. Строение земной коры под кряжем сравнительно простое. Под платформенным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений залегает аллохтонный комплекс палеозоя, составляющий собственно покровно-складчатую структуру кряжа. По волновым параметрам этот комплекс разделяется на две части – верхнюю и нижнюю. Верхняя часть, толщиной 4-8 км, характеризуется скоростями $V_p=5,22-5,62$ км/с и $V_s=2,97-3,17$ км/с и по данным бурения сложена преимущественно интенсивно дислоцированными терригенными породами среднего палеозоя. Нижняя часть комплекса, толщиной до 10 км (его подошва находится на глубине 20 км), отличается несколько повышенными скоростями $V_p=5,55-5,83$ км/с и $V_s=3,34-3,50$ км/с, что позволяет предполагать близкий литологический состав слагающих комплекс пород. Заметим здесь, что по волновым параметрам породы нижней части палеозойского комплекса кряжа Карпинского очень близки к таковым для пород подсолевого комплекса рядом расположенной Прикаспийской впадины ($V_p=5,5-6,0$ км/с). Консолидированная кора (кристаллический фундамент) под кряжем резко утоняется – до 5 км, приобретая максимальные для нее значения: $V_p=6,42$ км/с, $V_s=3,66$ км/с. Чему это соответствует – верхней коре гранито-гнейсового состава (по классификации Н.И.Павленковой и И.П.Косминской) или более плотному субстрату средней коры, трудно сказать. Во всяком случае, это не типично для кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. С другой стороны, на этом уровне в смежной Прикаспийской впадине предполагается присутствие такого же субстрата [1]. Верхняя кора Скифской плиты имеет несколько иные характеристики (6,15-6,25 км/с и 3,52-3,55

км/с соответственно). Второй слой консолидированной коры имеет толщину около 10 км при значениях $V_p=6,95-7,00$ км/с. Последние соответствуют скорее уже нижней коре и нередко трактуются как показатель присутствия базальтового слоя. Рядом, в центральной части Прикаспийской впадины, на этом же уровне такой тип субстрата известен и выделяется как базальтовый слой.

На основании приведенного материала можно заключить, что под кряжем Карпинского на этом пересечении фиксируется кора промежуточного типа, близкая к консолидированной коре Прикаспийской впадины. Вдоль южной границы кряжа с Манычским прогибом она резко сменяется мощной и сложно построенной корой Скифской плиты в узкой сейсмически выраженной зоне, наклоненной на юго-запад под Ставропольский свод. Зона контакта экранируется палеозойским аллохтонным комплексом кряжа и по-существу представляет собой глубинную сутуру между структурами Скифской плиты и плиты Прикаспийской впадины. Она совпадает с выделенным ранее в палеозойском комплексе чехла и в фундаменте Скифской плиты Манычским разломом, активность которого проявляется и в современную эпоху. В пределах приуроченной к нему сейсмогенерирующей зоны за последние 100 лет произошло несколько заметных землетрясений с магнитудой 2,7-4,8. Последнее из них, магнитудой 4,8, было зафиксировано в 140 км на запад от рассматриваемого пересечения 21.05.2001 г. на глубине 20 км, что свидетельствует о концентрации в этой зоне значительных геодинамических напряжений.

В западной части кряжа Карпинского соотношения несколько меняются, сохраняя в принципиальном плане общую структуру зоны сочленения плит под кряжем. По данным геофизических исследований вдоль профиля ГСЗ – МОГТ Морозовск – Дивное [3], кристаллический фундамент и характерный разрез земной коры Восточно-

Европейской платформы прослеживаются под кряжем в южном направлении до 100 км и далее на юг сменяются иным типом разреза коры, типичным для Скифской плиты и, в частности, Ставропольского ее свода. В зоне контакта отмечаются сейсмические границы, полого наклоненные на юг, интерпретируемые как поверхности глубинных срывов тектонически расслоенной земной коры Скифской плиты. В свою очередь эти поверхности срывов, как видно на временном разрезе МОГТ, смещены вдоль системы нарушений .встречного падения, возможно, возникших как ретрошарьяжи (см. рис.1В).

Земная кора юго-восточного фрагмента разреза (Скифская плита) обладает существенно иными геофизическими характеристиками. Здесь представлены два «слоя»: 1) верхняя кора - кристаллический фундамент, близкий по своим скоростным параметрам к верхнему «слою» Воронежской антеклизы ($V_p=6,18-6,39$ км/с, $V_s=3,58-3,65$ км/с), переменной мощности – от 10 до 20 км; и 2) средняя-нижняя кора мафит-гранулитового состава общей мощностью до 18-20 км ($V_p=6,90-7,00$ км/с, $V_s=3,96-4,04$ км/с), заметно более плотная, чем второй «слой» коры Воронежской антеклизы, и более близкая по этим свойствам к ее третьему «слою». И самым существенно новым элементом строения земной коры является присутствие переходного к мантии «слоя» - так называемой «коро-мантийной смеси» или разуплотненной мантии ($V_p=7,70-7,79$ км/с, $V_s=4,41-4,52$ км/с), толщиной около 10 км.

Характерно развитие в пределах всей коры по данным ГСЗ и ОГТ четко выраженных сейсмических границ, в целом параллельных главной сутурной поверхности и также погружающихся на юг, в сторону Ставропольского свода, под углами не более $20-25^{\circ}$, и выполаживающихся вблизи подошвы земной коры. Эти границы, по-видимому, отражают существующие здесь разломы взбросо-надвигового типа. На отдельных участках под кряжем Карпинского и Манычским прогибом отмечаются смещения этих границ вдоль системы

встречных пологонаклонных поверхностей. Возможно, эти последние представляют собой результат тектонического расслоения земной коры в условиях субгоризонтального сжатия и дифференциально развивавшегося в северном направлении глубинного поддвига. Об этом же свидетельствует и развитие ретрошарьяжа вдоль подошвы осадочного палеозойского комплекса под Манычским прогибом.

Таким образом, на всю глубину вплоть до мантии прослеживается структура состыкованной в ходе столкновения гетерогенной земной коры, принадлежащей с одной стороны древней Восточно-Европейской платформе, а с другой – герцинской Скифской плите. Эта структура шовного типа (сутура), возникшая в условиях движения на север Скифского орогена и осложненная затем взбросами, глубинным пластическим течением и тектоническим расслоением его земной коры, поддвигом отдельных блоков в северном направлении.

Анализ современных данных геофизических исследований этой чрезвычайно интересной области позволяет наметить принципиальную картину ее глубинного строения и предложить геодинамическую модель ее формирования. Под покровно-складчатым сооружением кряжа Карпинского или в его тылу располагается сутурная (шовная) зона общего южного падения, захватывающая земную кору вплоть до ее подошвы. В западной части этой области сутурная зона соединяет южный склон Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы (на севере) и структуры северо-западной части герцинской Скифской плиты (на юге). Восточнее линии Котельниково – Ставрополь вдоль той же сутуры контактируют эпигерцинские Прикаспийская впадина и Скифская плита.

Важной особенностью рассматриваемой области является торцовый характер тектонического сочленения, который обусловлен примыканием почти под прямым углом к Манычской глубинной сутуре

тектонической границы Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины, являющихся гетерогенными и гетерохронными образованиями. Замечательно, что подобные торцовые соотношения наблюдаются и на северо-восточном обрамлении Прикаспийской впадины, где ее граница с Волго-Уральской антеклизой Восточно-Европейской

платформы – так называемая «бортовая зона», прослеживаемая в широтном направлении на восток, перекрывается субмеридиональными структурами неоавтохтона (верхний палеозой и мезозой-кайнозой) и аллохтона (средний палеозой) Предуральяского прогиба и внешней части герцинского орогена Южного Урала [4].

Литература

1. С.Л. Костюченко, А.В. Егоркин. Прикаспийский задуговой палеобассейн – новый взгляд на ранние этапы эволюции // Разведка и охрана недр, 2004, №4, С.18-20.
2. С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др. Региональные геолого-геофизические исследования кряжа Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр, 2001, №2, С. 13-17.
3. С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов, А.В. Егоркин и др. Глубинное строение и геодинамические аспекты эволюции Европейского юга России // Разведка и охрана недр, 2004, №4, С. 4-9.
4. Я.А. Рихтер. О природе сочленения Прикаспийской впадины и Мугоджар // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов.: НВ НИИГиГ, 2008, Вып.53, С. 11-19.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Родкин М.В.^а, Шатахян А.Р.^б

^а *Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики
РАН, Москва, Россия (rodkin@mitp.ru);*

^б *Геофизический Центр РАН, Москва, Россия (ashatakh@its.jnj.com)*

Введение

Месторождения рудных полезных ископаемых являются сложными системами, разнообразными по составу рудного вещества и по условиям формирования. Процессы, порождающие формирование месторождений поняты на настоящий момент далеко не в полной мере. Работа с такими сложными множествами предполагает использование систем классификации. В рудной геологии известны несколько систем классификации, основанных на разных параметрах и нацеленных на решение различных задач. Одной из них является классификация месторождений разного вида рудного сырья по степени их близости. Под близостью понимаются близкие условия формирования, что проявляется в совмещенности в одних и тех же месторождениях разных видов рудного сырья и в преимущественной пространственной близости месторождений разного вида. В данной работе такого рода классификация исследуется с формально-математических позиций. В результате удастся уточнить и дополнить важными новыми характеристиками некоторые ранее уже известные результаты о взаимной приуроченности определенных видов месторождений.

Основная часть

Работа проведена на основании ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения» (КСКМ), по данным которой была сформирована база данных по запасам крупных и суперкрупных рудных месторождений [3]. На основании этих данных была предпринята попытка кластеризации рудных компонент по частоте их совместного проявления. При этом мы использовали меры близости,

построенные на основе меры Танимото-Роджерса. Такой подход позволяет сочетать простоту формулировки степени близости (по Танимото-Роджерсу) с иерархической схемой кластеризации Крускала, что представляется естественным, учитывая известные эмпирические представления об иерархичности рудопроявлений.

Основной вариант меры Танимото T для двух объектов определяется как отношение числа совпадающих элементов в этих двух объектах (пересечение двух множеств) к суммарному числу элементов в них (объединению этих двух множеств). Чтобы удовлетворить требованиям, накладываемым на расстояния, вводится расстояние Танимото $R=(1-T)^n$, где степень n вводится для получения более удобных числовых значений величин обобщенных расстояний R . Ниже обычно полагается $n=1$.

Для анализа были отобраны виды рудного сырья с достаточным числом месторождений, позволяющим получить статистически устойчивые оценки степени близости. В таблице (расстояний и меры близости) приведены значения по парной близости таких видов рудного сырья.

	Au	Co	Cu	Fe	Mo	Ni	Pb	U	Zn	алмазы	Hg	B2O3	F	Ti
Ag	0,74	0,43	0,73	0,30	0,60	0,36	0,76	0,36	0,76	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00
Au		0,46	0,71	0,37	0,59	0,43	0,63	0,46	0,63	0,00	0,42	0,00	0,00	0,33
Co			0,56	0,54	0,26	0,78	0,37	0,39	0,39	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00
Cu				0,36	0,68	0,52	0,69	0,34	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe					0,27	0,57	0,32	0,35	0,33	0,00	0,00	0,25	0,26	0,00
Mo						0,00	0,49	0,38	0,50	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00
Ni							0,30	0,38	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb								0,32	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U									0,29	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00
Zn										0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
алмазы											0,00	0,00	0,00	0,00
Hg												0,00	0,00	0,55
B2O3													0,00	0,00
F														0,00

Таблица 1. Матрица значений мер близости Танимото-Роджерса с выделенными парами наиболее несовпадающих (как бы «отталкивающихся») видов рудногосырья

Наиболее близкие и далекие пары выделены цветом. На первом этапе по парного сравнения выявляется общеизвестная близость месторождений Au + Ag, PGE+Ni, Pb+Zn и ряда других. Дальнейшая кластеризация возможна, например, при использовании описанного в [6] иерархического алгоритма Крускала. Путем последовательного применения этого алгоритма выявляются группы сопутствующих друг другу элементов. Вариант двух групп представлен в таблице. Вариант кластеризации на 3 группы нижеследующий: 1) Al; алмазы; Fe, Mn, Cr, V, Ti. 2) B, F, слюды; Sn, W, Mo; U; Li, Ta, Be, Nb, Zr, TR и 3) Au, Ag; Sb, Hg; P, соли; Pb+Zn, Cu+Co; PGE, Ni. Интерпретация полученных вариантов кластеризации не очевидна. Отметим только в этой связи, что из приведенных трех групп первая состоит исключительно из элементов с обогащением в нижней коре (Al хоть и слабо, но обогащен, а алмазы характерны для глубоко эродированных кристаллических щитов, то есть тоже в большей степени приурочены к низам коры). Вторая группа составлена рудными компонентами с обогащением в верхней коре. Третья группа, в основном, отвечает компонентам с обогащением (иногда

незначительным) в нижней коре, (за исключением случая Pb). Под обогащением в верхней или нижней коре здесь понимаются изменения концентрации данного компонента в типовом составе верхней и нижней коры по данным [5]. Отметим, что такая кластеризация может соответствовать формированию месторождений соответствующих видов сырья в ходе массивованных превращений вещества коры из резервуара «нижняя кора» в «верхнюю» и наоборот [2].

Недостатком изложенного метода является то, что при этом учитываются только случаи встречаемости элементов в одном и том же месторождении. Поэтому был использован и другой метод, основанный на анализе пространственной близости расположения месторождений разного вида. А именно, рассчитывались значения числа месторождений данного элемента, расположенных в пределах круга данного радиуса вокруг месторождений иного (или того же) элемента. С увеличением радиуса кругов—число попавших в них месторождений естественно увеличивается. Анализируются отклонения закона роста числа месторождений от модели их независимого случайного расположения, для которой

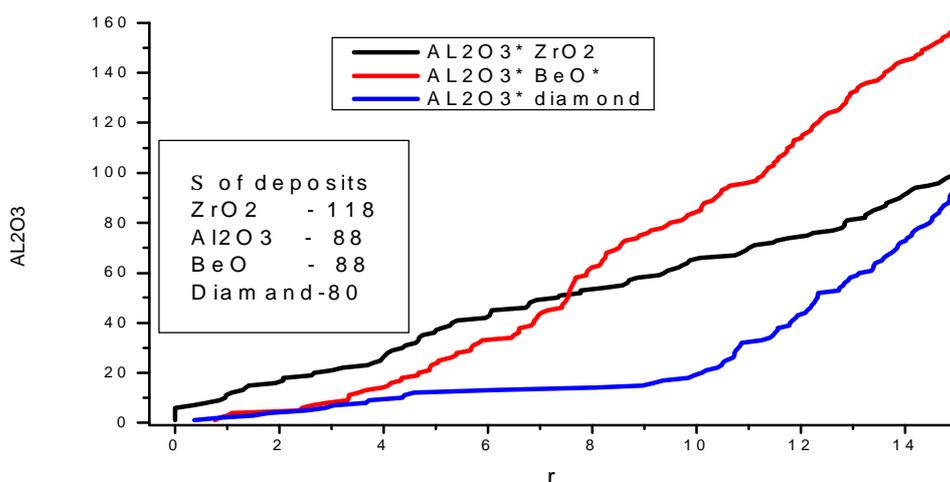


Рис. 1 Кумулятивные кривые расстояний между месторождениями разных видов.

число месторождений пропорционально площади круга (квадрату радиуса), а скорость роста числа месторождений пропорциональна радиусу круга. Такая модельная зависимость выполняется для не слишком больших расстояний (пока можно пренебречь существованием океанов и иных протяженных областей заведомого отсутствия месторождений). Отметим также, что таким образом вводимая характеристика взаимного расстояния между месторождениями двух видов симметрично относительно их перестановки.

По отклонению эмпирической закономерности роста числа месторождений от модельной зависимости в области малых расстояний можно судить о взаимной пространственной приуроченности месторождений или, наоборот, об их «отталкивании». В первом случае можно говорить о близости условий генерации данных видов минерального сырья, а во втором, о существенном различии таких условий. Например, в случае $Al_2O_3 - ZrO_2$, $Al_2O_3 - алмазы$ и $Al_2O_3 - BeO$ общее количество месторождений примерно одинаково (см Рис1), а тенденции роста числа месторождений от взаимного их расстояния существенно различны. Складывается впечатление, что месторождения алмаза в определенной степени избегают окрестности размером до 1000 км вокруг месторождений Al_2O_3 .

Полученные описанным способом выводы о близости месторождений разных видов в целом согласуются с результатами, полученными выше путем анализа совместной встречаемости разных видов сырья в одних и тех же месторождениях и с полученными ранее в [2] результатами анализа взаимного пространственного расположения крупных и суперкрупных месторождений разного вида.

Отметим, что зависимость числа месторождений $N(r)$ расположенных друг от друга на расстоянии не большем данного расстояния R от R можно представить также в двойных лог-координатах. Такой метод представления при достаточном числе месторождений в большинстве случаев приводит к появлению протяженных прямолинейных участков графиков $Lg(N)$ от $\log(r)$ вида

$$Lg(N) = D \log(r) + A \quad (1)$$

где коэффициент D аналогичен по смыслу величине корреляционной размерности пространственного расположения множества месторождений [1]. Однако интерпретация значений параметра D не вполне очевидна, и наш подход (как мы надеемся, будет видно из дальнейшего) представляется и более простым и более содержательным в интерпретации.

Недостаток кумулятивных графиков в том, что сравнение выпуклости и

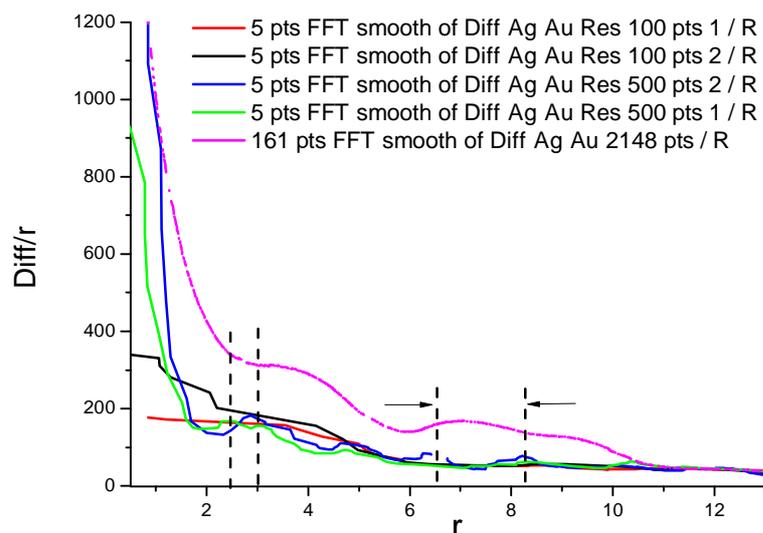


Рис. 2 Отношение первой производной кумулятивнографика к расстоянию между месторождениями Ag и Au сглаженное методом FFT.

вогнутости графиков часто не вполне наглядно. Более удобны для интерпретации графики изменения величин скорости роста числа месторождений от радиуса круга деленной на радиус. Как уже отмечалось выше, при независимом случайном расположении двух видов месторождений эта величина (если отвлечься от случайных отклонений) будет давать график параллельный оси r . Поскольку эмпирические графики содержат большое количество случайных возмущений, мы применяли их сглаживание низкочастотным фильтром методом FFT (быстрое Фурье преобразование) из пакета Origin 8.1. Параметр преобразования при этом определяет интенсивность сглаживания, при его увеличении количество пиков уменьшается, а сами пики сглаживаются.

Контроль статистической значимости результатов может быть осуществлен методом численного бутстреп моделирования, когда из общей совокупности месторождений случайным образом отбираются подмножества с числом членов около 70% от числа месторождений. Отобранные случайные реализации (штук 10-20) обрабатываются тем же методом, что и исходная общая совокупность, и если при этом общая закономерность изменения числа месторождений с ростом радиусов кругов сохраняется, то такая закономерность может считаться статистически значимой.

На рис.2 приведены варианты подобного анализа для случая взаимного расположения месторождений Au и Ag для нескольких вариантов сглаживания. Видно, что с ростом сглаживания выявляется тенденция ступенчатого уменьшения нормированной скорости роста числа месторождений с радиусом r , которая показывает как минимум два перегиба в области 2 градусов и 4-6 градусов, что соответствует расстояниям 100-200 и 400-600 км соответственно.

Аналогичный ступенчатый характер падения скорости роста числа месторождений наблюдается для случаев Fe-Fe, Fe-Zn и Zn-Zn. Отметим, что как и на рис. 2 прослеживаются 3 ступени уменьшения числа месторождений: в окрестности расстояний около 100, 500-600 и 1000-1100 км.

Отметим, что встречаются и варианты, когда наблюдается не (квази)ступенчатое уменьшение нормированной скорости роста числа месторождений с расстоянием, а один (реже 2) довольно четко выраженных максимумов.

В заключение коснемся проблемы возможной интерпретации полученных графиков. Случай наличия одного перегиба на относительно малых взаимных расстояниях (относительно редкая ситуация) может указывать на изометричную (наподобие круга) область интенсивного развития генетически

связанных проявлений рудогенеза. Такие структуры могут соответствовать, например, случаям развития рудогенеза в связи с отдельными изолированными плюмами. Характерные размеры таких областей обычно оказываются в пределах 100-200 км. Чаще, однако, наблюдается ситуация спадания плотности месторождений с расстоянием не в виде одной ступеньки, а 2-х или даже 3-х. Такое более сложное поведение может соответствовать не редкому независимому расположению соседних плюмов, а их общей приуроченности к некоторой структуре (например, глубинному разлому). Третья ступенька может соответствовать макротектоническим разделам, например участкам границ тектонических плит, характерный размер таких ступенек (несколько более 1000 км) не противоречит такой интерпретации.

Специальный интерес представляет случай выявления отдельных максимумов в росте числа месторождений в зависимости от расстояния. В случае доказательства статистической значимости таких максимумов их существование могло бы указывать на реализацию в недрах Земли пространственной периодичности благоприятных условий для реализации данного вида (видов) рудогенеза. Такая пространственная периодичность могла бы порождаться периодической структурой конвективных ячеек в верхней мантии.

Выводы

По данным ГИС КСКМ проанализирована степень близости разных видов минерального сырья. Парные сравнения сонахождения разных видов рудного сырья на одних и тех же месторождениях выявляют хорошо известные закономерности взаимной приуроченности месторождений Au и Ag, Zn и Pb, Cu и Ag, и др. Дальнейшая кластеризация позволяет выявить более сложные варианты кластеризации из 2, 3 или большего числа групп.

Сопоставление месторождений по взаимной пространственной близости не только подтверждает результаты,

полученные путем анализа сонахождения разных видов рудного сырья в одних и тех же месторождениях, но и позволяет выявить характерные пространственные соотношения и размеры скоплений месторождений разных видов рудного сырья. В качестве предварительной интерпретации полученных соотношений выявляются примеры приуроченности к изолированным изотропным областям, к протяженным квазилинейным зонам и к пространственно периодическим структурам.

Уточнение полученных результатов и содержательный анализ предварительно выявленных статистических закономерностей является задачей дальнейших исследований.

Литература

1. Малинейкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М., УРСС, 2002, 360 с.
2. Родкин М.В., Е.М. Граева, А.Р. Шатахян. Модели процессов рудо- и нефтегенеза, обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. с. 210-213.
3. Родкин М.В., Зотов И.А., Граева Е.М., Лабунцова Л.М., Шатахян А.Р. Степенные распределения в рудо- и нефтегенезе - интерпретация и порождающие механизмы. Российский журнал наук о Земле. 2010, т.11, №3. doi: [10.2205/2009ES000408](https://doi.org/10.2205/2009ES000408)
4. Соболев П.О., Рундквист Д.В. Статистический анализ пространственного распределения крупных и суперкрупных месторождений. В кн.: Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 1. Глобальные закономерности размещения. 2006, М., ИГЕМ РАН, 177-205.
5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 383 с.
6. Mantegna R.N., Stanley H.E. An Introduction to Econophysics. Correlations and Complexity in Finance. Cambridge University Press, 2000, 148 pp

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия (rodnikov@wdcbr.ru)

Континентальные окраины переходной зоны Евразия – Тихий океан характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых. В связи с этим они являются объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин Земли выполнено по международным проектам «Геотраверс» и «InterMARGINS» вдоль разрезов земной коры и верхней мантии [1;2;7]. Геотраверсы проведены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей, в их построении принимали участие японские и китайские ученые, и исследователи из различных научных учреждений Российской Федерации [3;4;5;6;8;9;10].

Геотраверс региона Охотского моря [4]. Профиль геотраверса проходит через Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Курильскую впадину, Курильскую островную дугу, Курильский желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Земная кора отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от 7,8 до 8,1 км/с. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и

значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – срединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцено-олигоценные (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые – плиоценовые базальтоиды. Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1,07 и 0,84 млн. лет).

Геотраверс региона Японского моря [3]. Геотраверс проведен через Сихотэ-Алинь, котловину Японского моря, Японскую островную дугу и северо-западную котловину Тихого океана. Толщина коры вдоль геотраверса меняется от 35-40 км на юго-восточной окраине Азиатского континента до 12-15 км в глубоководной котловине Японского моря. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии на глубине 40 км астеносферного слоя,

определяющего строение земной коры и плотность теплового потока. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема астеносферы, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн. лет назад. Выделяемый в переходной зоне слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн может быть сопоставлен с поднимающимся к коре астеносферным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о. Хонсю, как считают японские ученые, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Построенный разрез подтверждает это предположение. Вдоль восточной окраины Японского моря прослеживается узкий прогиб, где мощность плиоцен - четвертичных осадков достигает 2 - 3 км. Образование прогиба связывается также с формированием здесь новой зоны субдукции литосферы Японского моря под Японскую островную дугу. Сейсмологические и геологические данные свидетельствуют, что за 1.8 млн. лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составило около 50 км. Скорость перемещения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год.

Геотраверс Северо-Китайская равнина - Филиппинское море [5;6;10]. Геотраверс построен совместно с японскими и китайскими учеными. Отдельные разделы опубликованы в 2003 году в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана [10]. Разрез пересекает Северо-Китайскую равнину, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу, Марианский желоб и северо-западную котловину Тихого океана. В регионе Филиппинского моря

наблюдается, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин региона Филиппинского моря. Марианскому трог с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Паресе-Вела - 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине - 50-80 км. Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междугтовой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа были отмечены во время глубоководного бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Nakuho-Maru». Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Геотраверс региона Южно-Китайского моря. Геолого-геофизический разрез проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Регион расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской. Регион исследования

охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25 – 30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза. Вдоль разреза будет проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Минералогия[9]. Построение геодинамических моделей глубинного строения Евразия - Тихий океан переходной зоны дает возможность выделить участки в земной коре, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относится в настоящее время современные задуговые впадины и междуговые трогии островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных впадин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: апвеллинг астеносферы - магматические очаги в коре - рифтовые структуры – гидротермальная деятельность - «черные и белые курильщики» (рис. 1). Работа выполнена по гранту РФФИ. № 09-05-00406-а.

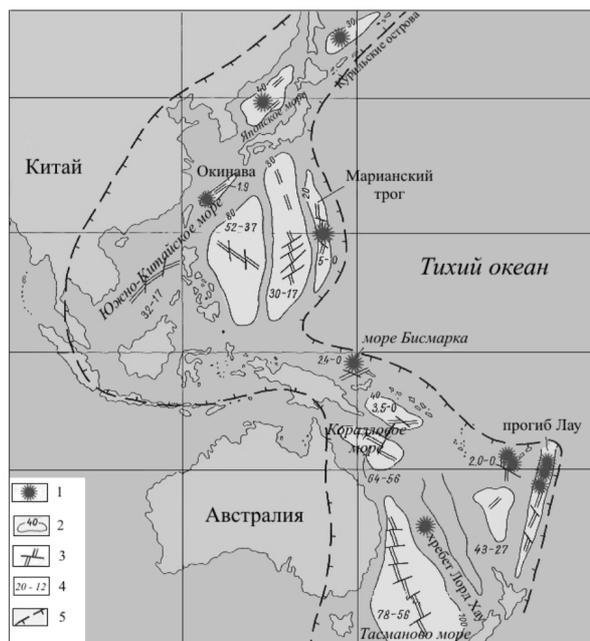


Рис. 1. Корреляция глубинных процессов в астеносфере с гидротермальными проявлениями в коре.

1 - гидротермальное проявления (сульфиды); 2 - глубоководные котловины (цифры - глубина до астеносферы); 3 - рифты; 4 - время формирования котловин (млн. лет); 5 - контуры астеносферы.

Литература

1. А.Г. Родников. Международный проект «InterMARGINS». Тихоокеанская геология, №5, 2006, С.107-109.
2. А.Г. Родников. Исследование Земли - этапы научного сотрудничества. Геофизический центр РАН //Научно-техническая информация. Серия 2. Информационные процессы и системы, ВИНТИ, 2009, № 3, С.24-32.
3. А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.Б. Пийп, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря. Вестник КРА УНЦ Науки о Земле», 2010, № 1. Вып. 15, С.231-242.
4. А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.Б. Пийп, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева, Н.И. Филатова. Геотраверс региона Охотского моря «Вестник КРА УНЦ», серия «Науки о Земле», 2005, №5, С.45-58.
5. А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.А. Рашидов, М.В. Родкин, Н.А. Сергеева. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море - Магеллановы горы. Вестник КРА УНЦ Науки о Земле, 2007. №1. Вып.9, С.79-89.

6. *А.Г. Родников, М.В. Родкин, П.А. Строев, С. Уеда, Н. Исэдзак и Ц. Сики.* Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // *Физика Земли.* 1996, №12, С.100-108.
7. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Research on the Earth's interior conducted by Russia after IGY: the Geotraverse Project and "InterMARGINS". *Data Science Journal*, 2009, V.8, p.p.24-34.
8. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Informational Interdisciplinary Database for the Construction of the Geodynamic Models of the Active Continental Margins of the Earth// *Proceedings of EUREGEO.* Munich, Bavaria, Germany, 2009, V.1. p.p.260-262.
9. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A. and Zabarinskaya L.P.* Correlations of the endogenic processes in the active continental margins of the Eurasia-Pacific transition zone// "Geevents, Geological Heritage, and the Role of the IGCP". Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, Spain, 2010, p.p.173-174.
10. *Rodnikov A.G., Stroev P.A., Smirnov Ya.B., Ermakov B.V., Kirillova G.I., Semenova G.I., Rodkin M.V., Muraviev A.V., Svarichevskiy A.S., Burikova I.A., Galushkin Yu.I., Frolova T.I., Perchuk L.L., Gainanov A.G., Sugrobov V.M., Rashidov V.A., Kulichenko N.V. (Russia)*
Uyeda S., Isezaki N., Shiki T., Aoki H., Fujimoto H., Honkura Ya., Iidaka I., Kato Ya., Kimura M., Kinoshito H., Matsuda J., Misawa Ya., Nemoto K., Okada H., Parc C.H., Suyehiro K., Tamaki K., Tatsumi Ya., Yamato M. (Japan). Philippine Sea Geotraverse// *International Geological-Geophysical Atlas of the Pacific Ocean.* Udintsev G.B.(ed.). IOC (UNESCO), Russian Ac.Sci., FSUE MPA @Kartografija, GUNiO, Moscow, Sankt-Petersburg, 2003, p.137.

ГЕОИСТОРИЧЕСКИЙ РУБЕЖ АРХЕЙ – ПРОТЕРОЗОЙ: ГИГАНТСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОР ЛЕНД

Розен О.М.

Геологический институт РАН, Москва (roseno@ilran.ru)

В конце архея и начале протерозоя, то есть около ~2.5 млрд. лет назад, возникший суперконтинент начал подвергаться деструкции [6], причем образовался ряд рудных месторождений такого масштаба, какого не было ни до, ни после в геологической истории. Это самые крупные в мире месторождения. В их число входит осадочное хемогенное месторождение железа Хамерсли, относящееся к полосчатой железорудной формации [2; 4]. Терригенное осадочное месторождение Витватерсранд [3] занимает первое место по запасам золота и остается крупнейшим по запасам урана, несмотря на интенсивное извлечение металлов в предшествующие полтора столетия. Расслоенные мафитовые интрузии этой эпохи являются крупнейшими в мире вместилищами рудных месторождений. Бушвельдский плутон [4; 5] содержит 56.8% интегральных мировых ресурсов платиноидов, 73.7% хромитов, значительные медно-никелевые скопления, которым сопутствуют древнейшие месторождения оловорудного сырья, 0.8% мировых запасов, в ассоциации с синхронными гранитоидами. Другой расслоенный интрузив того времени, Великая Дайка Зимбабве [4; 7], заполнившая собой рифт из категории «рифтов с подъемом мантии» [Ленонов, 2001], по масштабам платиноидной и хромитовой минерализации занимает второе место в мире после Бушвельда.

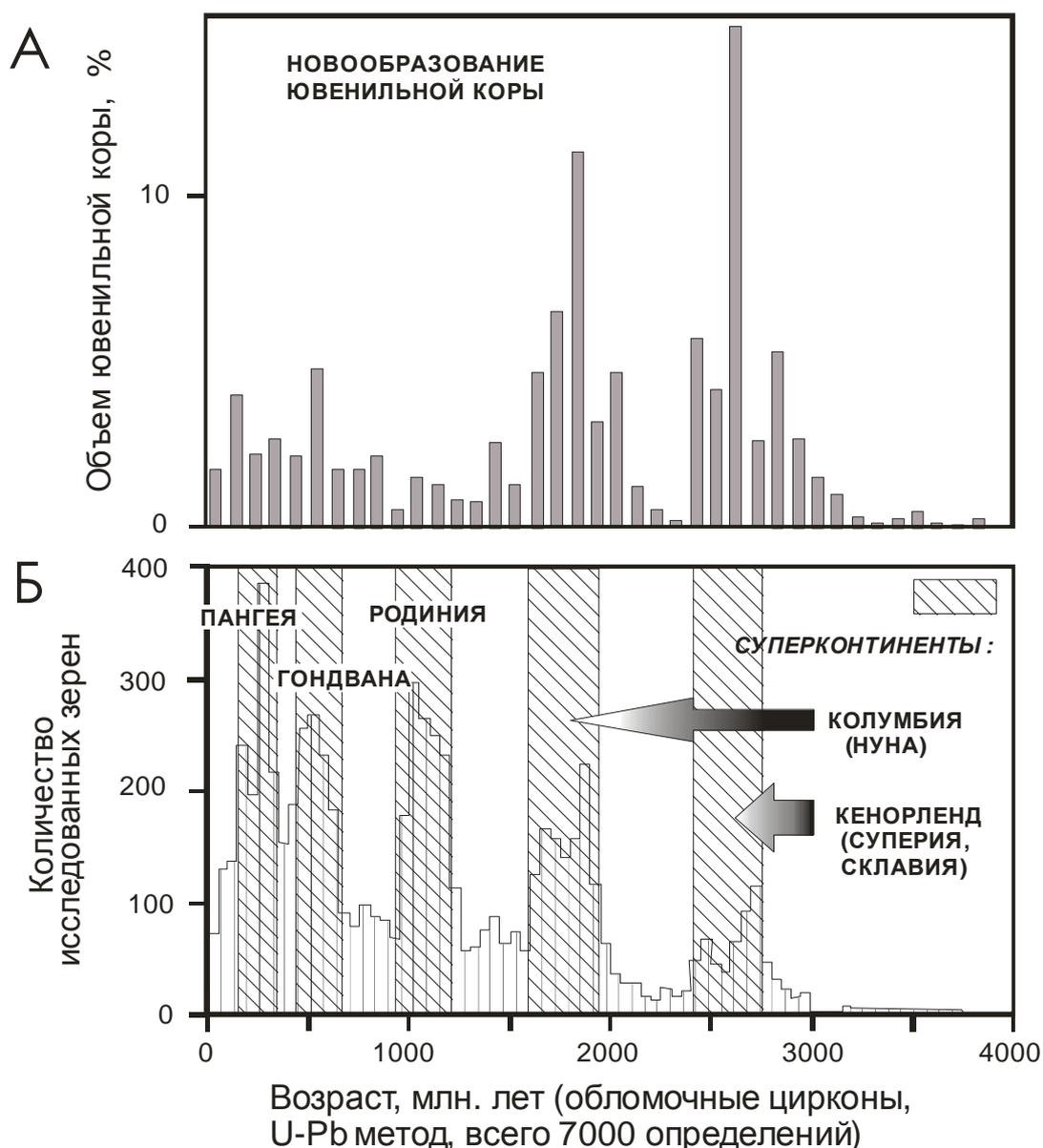
Возможные причины совпадения во времени появления этих месторождений-гигантов пока не рассматривались. Обращает на себя внимание то, что появления рудных гигантов совпадает во времени с обильным новообразованием первичной коры за счет вулканитов, выплавленных из поднимающихся плюмов. Рассматриваемая эпоха

отличается максимальным за всю историю Земли объемом плюмового вещества, выделившегося из мантии и вошедшего в земную кору [8]. При амальгамации фрагментов этой коры образовался суперконтинент Кенорленд (~2.7 млрд. лет). Во время его последующего распада образование рудных гигантов возобновилось вследствие подъема плюмовых магм в форме расслоенных плутонов и центрально ориентированных дайковых роев, исходящих из тройной точки раскола суперконтинента, что завершилось полным распадом последнего. Известно, что наиболее интенсивные плюмовые процессы во всей истории Земли ассоциируются с амальгамацией и дезинтеграцией суперконтинента Кенорленд [Condie, 2001]. Эти крупные плюмы, по-видимому, были также и наиболее высокотемпературными, а потому были способны захватывать большие доли рудного компонента из мантии. Это, предположительно, определило высокую рудоносность упомянутых интрузий того времени, также как и терригенных россыпей, возникших за счет размыва таких рудоносных интрузий.

Литература

1. Ленонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. Геотектоника 2001. № 2. С. 3-16
2. Розен О.М., Ярошевский А.А. Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии. В кн. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир. 2006. С.22-33. Труды ГИН. Вып. 569.
3. Симанович И. М. О золотоносных докембрийских конгломератах Витватерсранда. Литол. полезн. ископ. 2009. № 5. С. 543-558

4. Ткачев А.В. Глобальный анализ пространственно-временных особенностей образования и размещения крупных и суперкрупных месторождений. Ред. Д.В.Рундквист. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.:ИГЕМ РАН. 2006. С. 49-147.
5. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения М.: Научный мир. 2006. 368 С.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606с.
7. Armstrong, R.A. and Wilson, A.H. A SHRIMP U-Pb study of zircons from the layered sequence of the Great Dyke, Zimbabwe, and a granitoid anatectic dyke. Earth Planet. Sci. Lett.
8. Condie, K C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge University Press, Cambridge. 2001. 305 pp
9. Hawkesworth C., Cawood P., Kemp T., Storey C. Dhuime B. A matter of preservation. Science, 2009, v. 323, p. 49-50.



Розен_Рисунок

Рисунок Распределение во времени процессов формирования земной коры [по 8; с дополнениями]. А. Распределение во времени относительных объемов новообразованной ювенильной коры, состоящей из плюмовых и островодужных вулканитов Б. Возраст цирконов, характеризующий преимущественно наложенные процессы метаморфизма и анатексиса, связанные с коллизией блоков сиалической коры при образовании суперконтинентов а также и новообразование коры.

ОБ АЛЬПИЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК

Романько А.Е.^а, Табатабаиманеш С.М.^б, Степанов С.С.^а

^а Геологический институт РАН, Москва, Россия (a-romanko@ya.ru)

^б Университет Исфахана, Исфахан, Исламская Республика Иран (Tabataba@sci.ui.ac.ir)

Металлогенические и тектономагматические явления слабо изученного Западного Белуджистана на территории Ирана, Ближний Восток, в районе сочленения собственно альпийских и гималайских структур [1,2] изучались нашей группой под руководством Е.Ф. Романько, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садата. Приводятся данные по магматическим породам двух групп: преобладающим в регионе кайнозойским известково-щелочным субдукционным изверженным породам (**первая** группа), а также принципиально другим – подчиненным, также кайнозойским субщелочным и, реже - щелочным породам (**вторая** группа, внутриплитные породы). Породы первой группы (дифференцированные известково-щелочные породы: базальты – преобладающие в регионе андезиты - риолиты, гранодиориты и т.д.), как считается, - продукты крупного пододвигания литосферы Тетиса на северо-восток под структуры Ирана. Это подтверждается: тектоническим анализом, аномальной новейшей сейсмоопасностью региона (с землетрясениями магнитудой до 8 и более баллов, по шкале Рихтера), томографией и т.д. [1]. Судя по томографии, формирование пород **второй** группы - субщелочных и подчиненных щелочных, включая четвертичные карбонатиты Ханнешина в Афганистане, обусловлено, деятельностью края Африканского суперплюма. Породы второй группы, в отличие от известково-щелочных первой группы, характеризуются обогащением как крупноионными литофильными элементами – К, Rb, Ba, так и высокозарядными литофильными

элементами – Nb, Y, Ta, Zr, P, Ti и т.д. при характерном повышенном Eu/Eu^* - свыше 1.1. Магматические породы обоих типов чаще калинатровые. Концентрация высокозарядных литофилов – Nb, Y, Zr, Ti, P, (иногда более 1.0 % P_2O_5 - очень высокое значение при том, что апатит из акцессориев переходит в разряд второстепенных минералов) и других - как показателей внутриплитной специфики - выше в породах второго типа. Получены достаточно невысокие изотопные метки $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ISr) по двум образцам второй группы - трахиандезиту 70-2 - $0,7039 \pm 0,2$ (K/Rb=393) и трахибазальту 71-4 - $0,70489 \pm 0,18$ (K/Rb=375, определения в ГИН РАН). Они согласуются с мантийным внутриплитным источником. Для известково-щелочного андезибазальта 25-1 стратовулкана Базман определено довольно невысокое значение $ISr = 0,70456 \pm 0,05$, не противоречащее геолого-петрографическим данным. Изверженные породы этого вулкана относятся к породам полно дифференцированной серии и относятся к протяженному магматическому поясу Ирана - Саханд-Базман с одноименными стратовулканами в них: упомянутый Базман высотой 3490м и Тафтан с уточненной высотой 3940м. Известна и изотопная дата 1982г. - $0,7049$ для пород одного из безымянных вулканов, по Кэмп и др. (Camp et al.).

Металлогеническая специализация изверженных пород региона. Подавляющая часть минерагенических объектов связана именно с магматическими породами региона. Известково-щелочные интрузивные, эффузивные и пирокластические породы первой группы характеризуются общим медно-золотым профилем. Нашей группой под

руководством Е.Ф. Романько выявлены, в частности, такие перспективные типы, как (возраст пород и минерализации иногда проблематичный):

-полисульфидное (Au-Mo-Cu-Pb-Zn) порфиоровое субвулканическое и подчиненное плутоногенное – миоцен
 -Au-As-Hg-W-Mo эксгальционновулканогенное – вулкан Базман и окрестности, кварталер
 -золото-серебряное малосульфидное плутоногенное – гранодиорит-диоритов-лейкогранитовый интрузив, олигоцен
 -золото-медное скарно-гидротермальное и плутоногенно-гидротермальное – щелочной-субщелочной массив, миоцен?
 -сульфидно-серно-алунитовое эксгальционное, поверхностное – вулкан Тафтан, плейстоцен? - голоцен
 -медное самородно-сульфидное вулканогенное, с цеолитами - кварталер
 -серебряно-сульфидное вулканогенное (с золотом?) - кварталер.

Внутриплитные же магматиты имеют пока специализацию на фосфор и, вероятно, РЗЭ.

Устанавливается, в целом, тектономагматическая и выделенная Е.Ф. Романько металлогеническая зональность - как минимум, в Центральном – Восточном Иране. Общая зональность обусловлена региональным пододвиганием литосферы Неотетиса в этом направлении [1]. С упомянутым пододвиганием плиты связан как доминирующий альпийский известково-щелочной магматизм. Последний характеризуется неогеновыми и неоген-четвертичными субщелочными и, реже, щелочными породами на востоке Ирана, а именно: палеогеновыми? - Лутского блока (западнее), а также карбонатитами квартера Афганистана. Оба типа магматизма и тектоники интерпретируются нами как тектономагматическая пара. Происходит, по крайней мере, частичная компенсация преимущественного субдукционного сжатия – преимущественным внутриплитным растяжением. Наличие же рассредоточенных кайнозойских внутриплитных проявлений на такой

значительной площади, томография Африканского суперплюма, а также теоретическая возможность прорыва суперплюма в месте обрушения скопившейся субдукционной массы внизу слэба или плиты, у раздела 410 км - свидетельствуют в пользу влияния суперплюма и в этом регионе.

Выводы

-в регионе выявляется северо-восточная тектономагматическая и, отчасти, металлогеническая зональность, обусловленная известным поддвигом Аравийской плиты под Евразийскую. Отмечается удовлетворительная корреляция тектономагматических явлений с минерагеническими.

-выделено два типа принципиально различных типа кайнозойского магматизма: известково-щелочного субдукционного и субщелочно-щелочного внутриплитного. Предполагается существование соответствующей тектономагматической пары. Внутриплитные изверженные породы второй группы имеют более глубокий источник против таковых первой группы.

-известково-щелочные магматиты региона характеризуются общим медно-золотым металлогеническим профилем с разнообразными добавками прочих полезных компонентов и комбинациями последних, а именно: прежде всего свинца и цинка, иногда полностью без меди, серебра (чаще угнетенный компонент), самородной серы, алунита, молибдена, ртути, вольфрама, мышьяка и др. Внутриплитные же породы имеют специализацию на фосфор и лантаноиды

Авторы чрезвычайно признательны руководителям полевых работ Е.Ф. Романько, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату, а также весьма благодарны: легендарному геологу В.Е. Хаину за консультации по тектонике региона, А.Т. Савичеву и др., С.М. Ляпунову и др. (разнообразная аналитическая помощь), и, кроме того, А.М. Месхи, ВНИИгеолнеруд, Казань (скрупулезная петрография) и мн.др.

Литература

1. *В.Е. Хаин.* (Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. *Romanko E., Kokorin Y., Krivyakin A. et al.* Outline of metallogeny of Anarak Area (Central Iran). Ministry of mines and metals. Geological survey of Iran Rep. No 21: V/O Technoexport. Tehran, 1984, 136 p.

ОБ АНДЕЗИТАХ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ; ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ**Романько А.Е.***Геологический институт РАН, Москва, Россия
(a-romanko@ya.ru)*

Нами представляются материалы по андезитам, в расширительном толковании, в несплошном интервале поздний архей - квартал, с такими андезитсодержащими единицами, как: протерозой, силур, поздний карбон (новая номенклатура карбона) - пермь, палеоген - квартал. Охарактеризована история андезитов и, частично, их интрузивных аналогов в зарубежном, расширительном толковании – диоритов, с учетом особенностей их тектоники и металлогенической специализации [1]. Использовались авторские материалы по нескольким регионам СНГ, востоку Ирана, СВ Алжира (зарубежные регионы под руководством Е.Ф. Романько) и литературные данные. С одной стороны, в пользу определенной **эволюции** собственно среднего магматизма в истории Земли говорят такие данные как: 1. Предполагаемое (с вариантами) снижение температуры мантии на 80-100о С за млрд. лет, казалось бы неизбежно способствующее направленной эволюции магматизма вообще, 2. Рубеж архей/протерозой, 2.5 млрд. лет – важнейший революционный, обуславливающий смену окислительно-восстановительного режима нашей планеты (редокс-состояния), возникает мощное (или усиливается, с оговорками) принципиально важное щелочное магмообразование, падает роль сульфидных руд и многие другие определяющие события, 3. отмечается: постепенная смена прочих изверженных пород – коматиитов на палеопротерозойские бониниты (высокомагнезиальные андезиты с повышенным содержанием воды, до 3-4%) при уникальных рецидивах коматиитов в мелу (магматизм Горгоны с сосуществованием пикритов и химически менее примитивных коматиитов

сравнительно с таковыми архейскими - с MgO лишь до 18%), усиление роли К-гранитоидов против Na-гранитоидов (однако, с сосуществованием обоих рядов гранитоидов в фанерозое), уникальное докембрийское явление внутриплитных гранитов-рапакиви с мантийными изотопными метками (эти породы связывались с горячими точками), 4. элементы геохимической эволюции андезитов (рост Al, ненаправленное снижение Zr, Nb, Ni, усложнение поведения H₂O и др.).

Однако, **противоположная** актуалистическая тенденция магматизма и тектоники в геологической истории связана с:

- малым изменением океанических магматитов против континентальных за геологическое время
- сохранением особенностей литогенеза фосфоритов и других осадочных образований в интервале докембрий - ныне (однако, временами с упрощенной интерпретацией)
- цикличностью в тектонике (закономерное образование и распад Пангей), седиментологии, с оговорками – в магматизме и т.д.

Ограничения на буквальный актуализм и идеальную эволюцию андезитов обусловлены, в частности, следующим:

- андезиты, вероятно, не являются первыми магматическими породами на Земле, вопреки прежним представлениям, будучи однако, развитыми и в палеоархее
- подчиненные в истории Земли коровые андезиты коротких андезит-риолитовых, андезит-дацитовых серий (против мантийных и мантийно-коровых, по Б.И. Иванову, 1988) формировались преимущественно в фанерозое

- оксидное рудообразование приобрело большое значение лишь после рубежа 2.5 млрд.лет, конкурируя затем с важнейшим сульфидным.

Вероятно, развитие по спирали может удовлетворительно объяснять феномен дуализма или двойственности андезитов и других изверженных пород в истории Земли.

Автор очень благодарен И.В. Лучицкому за начало разработки фундаментальной андезитовой проблемы, а В.Н. Шилову, В.В. Ярмолюку, В.Л. Русинову, И.Ф. Габлиной, В.И. Коваленко, Б.П. Золотареву, В.В. Ляховичу, В.С. Прокофьеву, И.В. Викентьеву, Г.В. Моралеву и мн. др. за ценные консультации и важные обсуждения.

Литература

1. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕНЫ В ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И СЕВЕРО—АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА КАК СОБЫТИЯ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА

Рудаков С.Г.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vszakharov@yandex.ru)*

Академик В.Е.Хаин неоднократно советовал автору проследить возможные геодинамические связи крупнейших событий на начальном этапе тектонической эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов, обрамлявших Восточно-Европейский кратон. Предлагаемые ниже тезисы доклада представляют первую попытку хотя бы частично ответить на эти рекомендации.

1. Начало самого раннего этапа в полициклической эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов датируется поздним рифеем, но продолжительность континентального рифтинга в этих поясах оказалась существенно разной. Если в первом из них она завершилась уже в позднем рифее, то во втором продолжалась до середины венда. Наибольшую возможность для сравнения эволюции этих поясов представляют те существенные тектонические перемены часто противоположной направленности, которые произошли в данных поясах во второй половине-конце венда.

2. На всем протяжении широко ориентированного Средиземноморского пояса и в Европе, и в Азии океан Прототетис раскрылся уже в позднем рифее (850-800 м.л.назад). Европейская акватория этого палеоокеана была ограничена с севера Восточно-Европейским материком, а с юга архипелагом островов, которыми служили многочисленные и весьма разновеликие континентальные массивы. Во второй половине-конце венда четко обособились две крупные части

Европейской акватории Прототетиса [2]. В эволюции удаленной от Восточной Европы (Перигондванской) части Средиземноморского пояса решающая роль принадлежала кадомскому тектогенезу. Его главнейшими следствиями стали замыкание обширной акватории Европейского Прототетиса и консолидация единого (целостного) Африканского материка, который вобрал в себя и новообразованную сушу в пределах подвижного пояса, и континентальные массивы из островного архипелага, ограничивавшего ранее океанскую акваторию, и заменил его в этой роли. Значимость кадомского тектогенеза для эволюции Африки, вошедшей позднее в состав Гондванского суперконтинента, вполне оправдывает другое название этого тектогенеза как «панафриканского». Следует также подчеркнуть, что сжатия, начавшиеся на кадомском тектоническом рубеже, оказались достаточно продолжительными и обеспечили интенсивный орогенез в кембрии в пределах Перигондванской части подвижного пояса. Главной причиной кадомских перемен в Средиземноморском поясе, видимо, явилась высокая мобильность континентальных массивов, сплотившихся при этом в Африканский материк. С одной стороны, на это указывает полное отсутствие кадомских перемен в акватории Европейского Прототетиса, удаленной от его африканского ограничения. С другой стороны, весьма симптоматичен и тот факт, что в обширной азиатской акватории Прототетиса кадомское замыкание испытала лишь ближайшая к Африке и связанная с европейской частью палеоокеана Пакистанская

впадина Гималайского бассейна. В целом же Прототетис замкнулся лишь в результате салаирского тектогенеза, т.е., около рубежа кембрия и ордовика, а область коллизии Восточно-Европейского и Африканского континентов располагалась около 75 градуса южной широты [6].

В эволюции другой части Европейского Прототетиса непосредственно обрамлявшей Восточно-Европейский материк, кадомский тектогенез никак не проявился и прежний тектонический режим сохранялся до салаирского рубежа, что позволяет предполагать северное перемещение Восточно-Европейского материка, которое могло отозваться нарастанием сжатий в его пределах.

3. Северо-Атлантический пояс в позднем рифее представлял собою континентальный рифт между Северной Америкой и Восточной Европой. Во второй половине-конце венда этот режим в подвижном поясе сменился спредингом, который превратил названные материки соответственно в автономные Лаврентийскую и Балтийскую литосферные плиты, разобщенные океаном Япетус. Правда, обособление первой из плит, возможно, сопровождалось началом ее фрагментации, которое датируется примерно 600 м.л. назад [5]. Во всяком случае, целостность Лаврентийской плиты могла быть лишь очень кратковременной, и это обстоятельство выглядит весьма вероятной причиной различной реакции Балтийской и Лаврентийской литосферных плит на прогресс океана Япетус. Первая из них явилась своеобразным «стопором», который не испытал значительных горизонтальных перемещений, подвергся генеральным сжатиям, изменившим режим развития Восточно-Европейского кратона, представлявшего ядро этой литосферной плиты, где завершилась авлакогенная стадия эволюции. стадия эволюции. В дальнейшем развитии Восточно-Европейского кратона распознается собственно плитная стадия [3]. Перемещение фрагментированной Лаврентийской плиты обеспечило

возможность быстрого разрастания акватории Япетуса. Крупнейшим элементом этого океана явилось т.н. море Торнквиста, входившее в состав непосредственного западного обрамления Восточно-Европейского материка и обеспечивавшее связь новообразованного океана Япетус с эпикадомской акваторией Европейского Прототетиса.

4. Для полноты характеристики тектонических перемен второй половине-конца венда в эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов было бы важно наметить их палеогеографическое положение. Однако, большая ограниченность палеомагнитных данных позволяет ответить на этот вопрос далеко не полно. Исходя из палеотектонической реконструкции, предложенной в [6] для временного среза в 490 м.л. назад и из северной вергентности перемещения Восточно-Европейского материка (Балтийской литосферной плиты) в венде, можно высказать лишь некоторые осторожные соображения о вероятном местонахождении крупнейших структурных элементов во второй половине-конце венда. Во-первых, и Восточно-Европейский материк, и обрамлявшие его Средиземноморский и Северо-Атлантический пояса находились южнее экватора. Во-вторых, положение области салаирской коллизии Восточной Европы и Африки около 80 градуса южной широты [6] при северной направленности перемещений позволяет предполагать вендское местонахождение европейского отрезка Средиземноморского пояса, положение границы Япетуса и Восточной Европы на временном срезе в 490 м.л. назад около 40 градуса южной широты при существенно более южном положении этой границы при раскрытии палеоокеана в Северо-Атлантическом поясе.

5. Оказавшись в режиме длительных сжатий со стороны обоих соседних подвижных поясов, Восточно-Европейский кратон отреагировал на такую ситуацию

переходом от авлакогенной стадии эволюции к плитной [1,4], длительность которой была обеспечена устойчивостью режима растяжений как в Северо-Атлантическом поясе, так и в ближайшей к Восточной Европе части Средиземноморского пояса. Отмеченная выше иная реакция Лаврентийской плиты на прогресс соседнего Япетуса геодинамически была обеспечена раздробленностью этой плиты.

б. Анализ тектонического развития Средиземноморского и Северо-Атлантического поясов во второй половине-конце венда приводит к выводу о том, что окончание распада Родинийского суперконтинента (разобщение Северной Америки и Восточной Европы) и начальный эпизод (образование целостного Африканского материка) в консолидации Гондваны в качестве суперконтинента новой генерации были если не синхронными, то очень близкими во времени событиями планетарного масштаба.

Литература

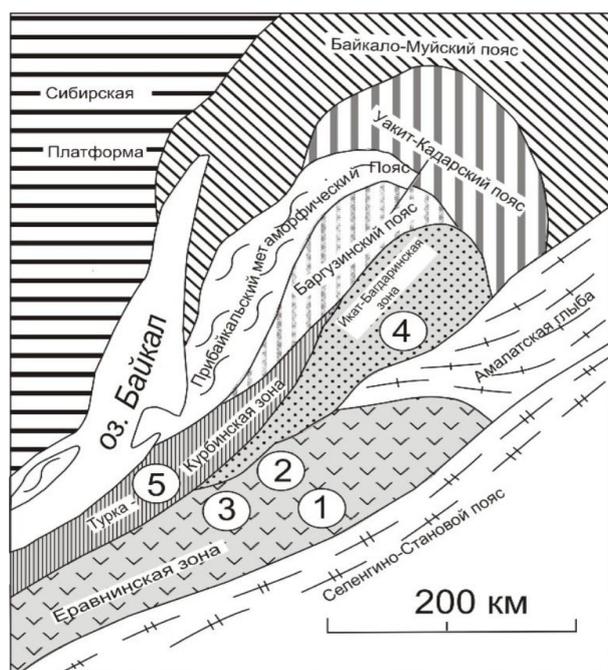
1. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего Зарубежья. М., Из-во МГУ. 1987. 415 с.
2. Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса //Вестн.МГУ Сер.Геол 1991. №2. С. 26-36.
3. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра. 1977. 359 с.
4. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника Палеозой. М., Недра. 1991. 398 с.
5. Johnson P.R. et al. Possible Neoproterozoic – early Paleozoic grabens Mississippi' Alabama and Tennessee // Geology. 2004. V. 22. N1. P. 11-14.
6. Raumer G., Gerard M. Francois B. Gondvana derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 7-22.

УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Руженцев С.В.^а, Голионко Б.Г.^а, Лыхин Д.А.^б, Некрасов Г.Е.^а^а Учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН^б Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

(golionko@ginras.ru, liha@igem.ru, Nekrasov@ginras.ru)

Удино-Витимская вариско-герцинская складчатая система занимает внутренние районы Западного (Бурятского) Забайкалья (верховья рек Витим, Ципикан, Амалат и Турка). С северо-запада она граничит с Прибайкальским каледонским поясом, северо-востока – с байкалидами Байкало-Муйского пояса, юго-востока – Селенгино-Становым поясом. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются следующие зоны: Еравнинская, Икат-Багдаринская и Турка-Курбинская (рис. 1).



① -Участки работ

Рис 1. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья

В составе Еравнинской зоны в раннем палеозое выделяются две подзоны. Разрез южной (Ультзутуй) включает археоциатовые доломиты и известняки (алданский надъярус, ϵ_1), выше которых залегает толща дифференцированных вулканитов

(андезиты, дациты, риолиты, реже базальты) с возрастным интервалом 517–466 млн. лет (ленский надъярус – средний ордовик). Их модельный возраст 1400 млн. лет и значения ϵNd (+0.2 и +2), указывающие на существенную роль мантийных источников формирования. В северной подзоне (Кыджимит, Левая Олдында) также развиты дифференцированные вулканиты (олдындинская свита). Их возраст охватывает интервал 532–528 млн. лет (алданский надъярус). Модельный возраст олдындинских вулканитов 1500 млн. лет, ϵNd значение (–10). Пространственно с вулканитами связаны многочисленные тела кварцевых диоритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, граносиенитов (озёрный субвулканический комплекс). Имеющиеся у нас датировки указывают на одновозрастность комплекса с вулканитами: гранит-порфиры – 516±5.5 млн. лет (Ультзутуй), граносиениты – 471.1±3.1 млн. лет (Кыджимит) и кварцевые диориты – 513.7±2 млн. лет (Левая Олдында). Литолого-формационные и петрогеохимические характеристики нижнепалеозойских вулканитов позволяют рассматривать их как надсубдукционные образования, сформировавшиеся в пределах древней андийской окраины [2, 6].

В Еравнинской зоне нами выделена ультзутуйская толща, сложенная пестроцветными полимиктовыми турбидитами, содержащими горизонты микстит-олистостромовых образований (гравийно-конгломератовый матрикс с олистолитами археоциатовых известняков, вулканитов, гранитоидов). На юге (Ультзутуй) она тектонически перекрыта археоциатовыми известняками, на севере

трансгрессивно залегает на алданских вулканитах. Возраст ультзутуйской толщи определяется нами в интервале поздний ордовик – силур. Формационный состав и структурная позиция позволяют рассматривать ее как орогенное образование, маркирующее становление каледонской покровно-складчатой структуры.

Разрез варисского структурного этажа (S_2-C_1) представлен двумя толщами. Нижняя (S_2-D_2) образована известняками и кварцевыми песчаниками, залегающими несогласно, с базальным конгломератом на нижнепалеозойских отложениях. Толща охарактеризована конодонтами; особенно хорошо обоснован эмский уровень разреза [1, 6]. Верхняя толща (D_2-C_1) представлена туфами и вулканомиктами среднего и кислого состава, ассоциирующими с телами плагио- и кварцевых порфиров. Толща содержит линзы органогенно-обломочных известняков с остатками мшанок, кораллов, криноидей, тентакулитов, брахиопод (циртоспирифириды).

Таким образом, в среднем девоне происходит смена геодинамических обстановок формирования среднепалеозойских образований. В позднем силуре – раннем девоне на относительно выровненном каледонском основании шло накопление мономинеральных зрелых кварцевых песчаников и известняков, по существу представляющих шельфовые отложения. Они резко контрастируют с породами верхней толщи, где туфогенно-тефроидные породы слагают основной фон разреза.

Разрез герцинского структурного этажа (PZ_3) представлен дифференцированными вулканитами (сурхэбтинская толща). Для плагиопорфиритов (Ультзутуй) получена датировка 310 млн. лет [2], фельзитов (Левая Олдында) – 297 ± 2.6 млн. лет [6]. По возрасту и геохимическим характеристикам кислые разности сурхэбтинской толщи сопоставимы с

гранитоидами зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита, который обычно рассматривается как внутриплитное образование [7]. По нашему мнению, геодинамическая обстановка формирования верхнепалеозойских вулканитов не вполне ясна и требует дальнейшего изучения.

В заключение отметим – Еравнинская зона имеет ярусное строение. В ее пределах совмещены байкальский (РС), каледонский (С–S), варисский (S_2-C_1) и герцинский (PZ_3) комплексы, что отражает полициклическое развитие зоны.

Икат-Багдаринская зона изучалась на примере Багдаринской синформы. В ее пределах представлены следующие структурно-формационные комплексы. Байкальский комплекс включает докембрийские отложения: шаманские «офиолиты» (971.9 ± 14 млн. лет), прорывающие их плагиограниты (908 ± 7.6 млн. лет), бимодальные вулканиты усойской свиты (837 ± 11 млн. лет [5]), карбонатно-терригенная толща ципиканской свиты (детритовые цирконы с временным диапазоном 2340–810 млн. лет [3]). Отложения нижнего палеозоя (по крайней мере в коренном виде) здесь не установлены, и непосредственно на байкальском основании трансгрессивно залегают среднепалеозойские отложения (варисский комплекс), представленные двумя типами разреза. Ороченский тип разреза – доломиты ороченской свиты ($S^?-D_2$), переслаивание доломитов, известняков, граувакковых турбидитов нижней подсвиты якшинской свиты (кораллы, мшанки, криноидеи, строматопоры, конодонты; D_3 [4]), граувакки верхнеякшинской подсвиты (D_3-C_1).

Точерский тип разреза представлен мощной толщей граувакковых турбидитов, содержащих прослой известняков, откуда были выделены конодонты франского, фаменского и турнейского ярусов [4].

Герцинский комплекс – отложения багдаринской свиты. Это пестроцветная терригенная толща, содержащая линзы

известковистых аргиллитов, откуда собраны остатки каменноугольных мшанок, а также верхнепалеозойской флоры. По литологическому составу свита имеет молассоидный облик.

Турка-Курбинская зона отрабатывалась в Ямбуйском участке, где обычно выделяются следующие свиты: андреевская (PC_3) – карбонатно-флишоидная, курбинская (C_1) – карбонатная, пановская (C_{2-3}) – терригенная, ямбуйская ($C_3-O_1?$) – красноцветная терригенная. Разрез считается непрерывным и рассматривается как типовой для Забайкалья. Наша интерпретация этого разреза сводится к следующему. Выше андреевской флишоидной толщи с базальным конгломератом залегают археоциатовые доломиты и известняки (C_1). На них расположены известняки и мергели верхней части курбинской свиты, откуда выделен конодонт *Semiacontiodus corniformis* (Sergeeva), указывающий на среднеордовикский возраст вмещающих отложений. Иными словами, в курбинскую свиту объединены разновозрастные отложения. Выше с тектоническим контактом залегают горизонт переслаивающихся известняков, филлитизированных песчаников и сланцев, откуда собраны конодонты, соответствующие двум стратиграфическим уровням: ниже- и среднефранскому [1]. Указанный горизонт маркирует смену карбонатной седиментации терригенной. Как и в случае Икат-Багдаринской зоны такая смена происходит на рубеже среднего и позднего девона. Залегающая выше пановская свита образована тонкими граувакковыми турбидитами, содержащими линзы оолитовых органогенно-обломочных известняков, известняковых песчаников и гравелитов. В них содержатся остатки фауны: археоциаты (C_1), трилобиты (C_2 и C_3), криноидеи (PZ_2), мшанки (O_2-P), тентакулиты ($S-D$), табуляты (O_2-S_1), ругозы (D_{1-2}), водоросли (O_3 и PZ_2). Текстура и смешанный состав фауны указывают на мелководные условия

отложения известняков и их снос в область глубоководной терригенной седиментации. Ямбуйская красноцветная свита образована сложным линзованием конгломератов (галька докембрийских гранитов, кембрийских известняков, разнообразных вулканитов, терригенных пород), гравелитов, песчаников. В последних присутствует органогенный детрит: брахиоподы (ортиды, страфомениды), тентакулиты, криноидеи нижнего и среднего палеозоя. Это типичная моласса, представляющая орогенный комплекс варисцид.

На основании сказанного предложена следующая модель Удино-Витимской складчатой системы. На байкальском основании формируется ряд палеоструктур. В раннем палеозое (каледонский цикл) вдоль южной ее периферии располагалась Еравнинская континентальная окраина андийского типа (олдындинская свита, озёрный субвулканический комплекс). Начиная с позднего силура и до среднего девона включительно формируется терригенно-карбонатная толща (шельфовые образования пассивной окраины), геодинамически связанная с девонским импульсом раскрытия Монголо-Охотского пояса. В позднем девоне – раннем карбоне (варисский цикл) в Еравнинской зоне формируется вулканотерригенная толща, также являющаяся надсубдукционным образованием. Ее становление связано с закрытием варисского Монголо-Охотского бассейна. Северо-восточнее Еравнинской зоны на рубеже среднего и позднего девона происходит становление обширного тылового («задугового») прогиба, заполнявшегося граувакковыми турбидитами. Его образование связано с деструкцией южного края Сибирского байкальско-каледонского континента. Собственно герцинский этап (PZ_3) в целом унаследовал варисский структурный план, хотя детали герцинских геодинамических обстановок сейчас не вполне ясны.

Литература

1. *Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2010. Вып. 8. Т. 2. С. 24–27.
2. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
3. *Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Богомолов Е.С. и др.* Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 28–100.
4. *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П.* Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2008. Вып. 6. Т. 2. С. 38-41.
5. *Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А. и др.* U-Pb возраст цирконов и плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
6. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е.* Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника 1997. № 5. С. 18–32.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И АССОЦИАЦИИ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Русин А.И.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
(rusin@igg.uran.ru)*

Чрезвычайно высокие плотности поверхностных тепловых потоков в континентальных рифтах являются прямым указанием на неизбежность проявления метаморфических процессов в их глубинных зонах. Это заключение давно получило обоснования в расчетных математических моделях (D.McKenzie, G.Jarvis, В.В.Ревердатто, В.С.Шеплев и др.), связывающих термальную эволюцию рифтовых впадин с подъемом горячей астеносферы, растяжением (утонением) литосферы, накоплением и термальным уплотнением осадочного чехла. Теоретический анализ допускал усложнения идеализированных схем, учитывающие возможности внедрения магматических расплавов в породы основания рифтогенно-депресссионных комплексов, значительные колебания их мощностей и размеров впадин, коррелируемых со скоростями растяжения и утонения литосферы. Такие построения в большинстве своем основываются на материалах изучения кайнозойских и современных рифтов, в эрозионных срезках которых продукты глубинного петрогенезиса часто оказываются недоступными для непосредственного наблюдения.

Несомненные материальные свидетельства метаморфических преобразований пород в глубинных зонах обнаруживаются, главным образом, в палеорифтовых системах. Эта мысль была впервые высказана С.Н. Ивановым [1] и получила дальнейшее развитие и обоснования в наших совместных работах [2, 3, 4, 10]. Разработка концепции континентального рифтового метаморфизма потребовала переосмысления всей совокупности имеющихся материалов по докембрийской предыстории

фанерозойских орогенных поясов. Было показано, что так называемые "миогеосинклинальные" толщи, повсеместно развитые в обрамлении фанерозойских орогенов и слагающие закономерные ряды трансгрессивно-регрессивных формаций, являются рифтогенными образованиями. Они накапливались в осадочных бассейнах при денудации предрифтовых поднятий земной коры ("энсиалических орогенов"), периодически возникающих при активизации рифтогенных процессов. В свете современных знаний такая активизация находит объяснение в пульсационном функционировании наиболее глубинных мантийных плюмов ("суперплюмов"), которые только и способны обеспечить заложение и развитие мировых рифтовых систем, проявление в их глубинных зонах эндогенных (магматических, метаморфических и деформационных) процессов. Энсиалические орогении не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом заключается их принципиальное отличие от "складчатого" или коллизионного орогенеза. Такая трактовка хорошо согласуется с отсутствием объективных свидетельств проявления в рифей-вендской предыстории фанерозойских поясов эльсонского, гренвиллского или байкальского (кадомского, тиманского) складчатого орогенеза, постулировавшихся гипотезой орогенических циклов. Отсутствие же в этом временном интервале бесспорных офиолитов и островодужных комплексов, а также высокобарического эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма делает несостоятельными заключения о возможности проявления коллизионных процессов. Постулировавшаяся более 50 лет назад в работах Г.Штилле и Н.С.Шатского

идея о завершенности ассинтского (рифейского) этапа формирования земной коры складчатым орогенезом основывалась на парадигме контракции, многократно заниженной временной оценке продолжительности этого периода и полном отсутствии информации об областях растяжения земной коры. Критический анализ построений этих выдающихся исследователей позволил выдвинуть новые представления о чрезвычайной длительности процессов континентального рифтогенеза, завершающихся не укорачиванием коры, а ее утонением и разрывом плит с формированием океанических бассейнов, и неизбежности проявления регионального метаморфизма не только при орогенном сжатии, но и в обстановке тектонического растяжения [6, 10].

Разработка концепции континентального рифтового метаморфизма позволила обосновать фундаментальный вывод о неизбежности его проявления в позднедокембрийской предыстории фанерозойских коллизионных орогенов [3, 6 и др.]. Было показано, что этот метаморфизм обнаруживается в рифтогенно-дересссионных формациях осадочного чехла, нижней-средней коре и литосферной мантии. В формациях чехла он может подразделять на однородный, связанный со стратиграфией, и зональный. В стратотипических разрезах Башкирского поднятия и на Северном Урале проявления низкотемпературного однородного метаморфизма, обусловленного общим подъемом геоизотерм, коррелируется с динамикой накопления осадочных толщ в условиях литосферного растяжения. Зональный же метаморфизм умеренных и низких давлений связан с аномальными обстановками в периоды активизации рифтогенных процессов. Большинство определений изотопного возраста дают значения 510-650 и реже 100-1200 млн. лет, совпадающие с этапами внедрения роев долеритовых даек, указывающих на режимы растяжения. Проявления зонального

метаморфизма часто находятся на значительном удалении друг от друга. На Южном Урале это златоустовский, кувашский и белорецкий комплексы, располагающиеся на наиболее утоненном крае В.-Европейской платформы. В более северных районах зональные ореолы отмечаются в "тройных точках" сочленения Урала с Тиманским (кваркушский комплекс) и Денисовским (ляпинский комплекс) палеорифтами. Количественные оценки пиковых Р-Т параметров метаморфизма в различных комплексах показывают 400-600°C и 2-6 кбар. Некоторые зарубежные исследователи (S.M. Wickham, E.R. Oxburg, A.B. Thompson, G.Ridley и др.) полагали, что в обстановках растяжения земной коры возможно проявление только низкобарического андалузитового метаморфизма. Современные данные свидетельствуют о том, что в палеорифтовых областях обнаруживаются метаморфические ореолы не только низких, но и умеренных давлений.

Представления о пластическом растяжении и утонении нижней коры в континентальных рифтовых областях получили всеобщее признание и учитываются практически во всех реологических моделях земной коры. В расчетных моделях внимание исследователей концентрируется на положении и природе "хрупко-вязкого перехода", разделяющего хрупкий и пластичный этажи. Микроструктурные же данные показывают, что породы глубинных зон континентальных рифтов несут свидетельства не только пластичных, но хрупко-пластичных деформаций, связанные с различиями реологических свойств породообразующих минералов. Иногда предполагается, что процессы хрупко-пластичной деформации сопровождаются метаморфическими реакциями, но конкретные данные об изменениях минерального состава приводятся очень редко.

Вопрос о необходимости рассмотрения метаморфических аспектов проблемы литосферного растяжения и хрупко-пластичных деформаций был впервые поставлен и неоднократно обсуждался в наших работах [2, 3, 9 и др.]. Основанием для этого стало обнаружение не выходящих за пределы дорифейских блоков линейных зон разнотемпературных бластомилонитов, синхронных по времени проявлениям зонального метаморфизма в рифтогенном осадочном чехле, и общий анализ механизмов разрыва плит. Было установлено, что хрупко-пластичные деформации проявляются не только в мощных, четко обособляющихся зонах рифтогенных бластомилонитов, отмечающих плоскости латерального перемещения пластин при литосферном растяжении, но и в локальных сдвигах. В 900 м Куватальской скважине Тараташа бластомилонитизация охватывает около 40% вскрытого разреза, а Александровский тектонический клин и Саксонский массив в Гранулитовых горах практически во всем объеме несут свидетельства среднетемпературных хрупко-пластичных деформаций. Ознакомление с выходами дорифейского фундамента в ЮЗ Норвегии и герцинидах Европы, а также анализ литературных данных по другим фанерозойским поясам, не оставили сомнений в том, что процессы метаморфизма в условиях хрупко-пластичной деформации, связанные с рифтовым растяжением нижней коры, проявляются повсеместно. РТ-параметры этого метаморфизма, имеющего регрессивную направленность, могут быть реконструированы только на основе микрозондового анализа минеральных парагенезисов матрикса рифтогенных бластомилонитов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают, что процессы метаморфизма растяжения нижней и средней коры происходят в температурном интервале от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Главную информацию о максимальных режимах давления дают высокобарические позднедокембрийские (Гренвиллский,

Свеконорвежский и др.) и раннепротерозойские (Беломорско-Лапландский, Лимпопо) анортозит-гранулитовые пояса. Имеется достаточно много оснований в пользу того, что такие структуры формируются в глубинных зонах континентальных рифтов, нежели распространенные представления о их коллизионной природе.

Исследованиями последних лет выявлено многообразие форм проявления позднедокембрийского мафит-ультрамафитового магматизма на Урале [5, 7, 9, 11]. Все они являются производными субконтинентальной мантии и несут свидетельства высокотемпературных пластичных (хрупко-пластичных) деформаций, связанных с литосферным растяжением. Многие массивы содержат высоко- и сверхвысокобарические парагенезисы, сформированные в поле стабильности граната и коэсита [5, 9, 11]. Минералого-геохимические и изотопно-хронологические данные устанавливают чрезвычайную длительность (архей-палеозой) процессов цирконообразования в субконтинентальной мантии. Цирконы являются более чувствительными индикаторами эндогенной активности, нежели породные ассоциации, что открывает новые перспективы для геодинамических палеорекострукций процессов мантийного петрогенезиса [8].

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).

Литература

1. Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит // ДАН СССР, 1978. Т.238. №4. С.908-912.
2. Иванов С.Н., Русин А.И. Метаморфизм растяжения // ДАН СССР, 1987. Т.297. №5. С.1188-1191.
3. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника 1997. №1. С.6-19.
4. Иванов С.Н., Русин А.И., Маркс В.А. Тектонические аспекты эволюции

- метаморфизма (на примере Урала) // Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1980. С.22-33.
5. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 3. С.1-17.
6. Русин А.И. Метаморфизм рифейских формаций в фанерозойских складчатых областях Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург, 1997. С.57-64.
7. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских – Вишневых гор // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: УрО РАН, 2006. С.222-227.
8. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Новый взгляд на природу Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С.154-157
9. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Вопросы петрогенезиса и геодинамики глубинных зон континентальных рифтов // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Мат-лы симпозиума, посвященного памяти Н.А.Логачева Т.2. Иркутск, 2010. С.95-99.
10. Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N127. P.383-397.
11. Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Medvedeva E.V., Baneva N.N., Valiser P.M. Grospydit level of the initial melts of the Ilmeny mountains alkali-ultramafic association, South Urals // Geochemistry of magmatic rocks. XXVII International conference. School "Geochemistry of alkaline rocks". Moscow-Koktebel', Russia-Ukraine. 2010. P.150-152.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ С РЯЗАНО-САРАТОВСКИМ ПРОГИБОМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рыскин М.И.^а, Волкова Е.Н.^а, Соколова И.П.^б, Титаренко И.А.^б

^а Саратовский госуниверситет

^б Нижне-Волжский НИИ Геологии и Геофизики

В докладе представлены результаты геофизических исследований по региональному профилю Уварово – Свободный протяженностью 360 км и трем субмердиональным расщепкам общей протяженностью 290 км., проложенным на территории Саратовской области в малоизученной зоне сочленения Воронежской антеклизы с Рязано-Саратовским прогибом. Использован комплекс методов, включающий сейсморазведку МОГТ-2Д, электроразведку ЗСБ и профильные гравимагнитные наблюдения. Сейсмо- и электроразведочные исследования выполнены силами Саратовской геофизической экспедиции ФГУП «Нижне-Волжский НИИ Геологии и Геофизики», а гравимагнитные – сотрудниками кафедры геофизики Саратовского госуниверситета. Главная особенность интерпретационного этапа применительно к гравимагнитным исследованиям состояла в увязке профильных данных с фондовыми материалами съемок прошлых лет. Такая увязка и совместный анализ этих разнородных данных потребовались для того, чтобы компенсировать ущербность профильной системы наблюдений и выявить пространственные закономерности распределения потенциальных полей, без чего невозможно достижение поставленных целей по уточнению модели геологического строения вышеназванной зоны сочленения двух крупных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы.

На начальном этапе комплексной интерпретации выполнялось построение структурной основы модели изучаемой территории на базе данных сейсмо- и

электроразведки. Кроме того, анализировалось соотношение профильных кривых Δg и ΔT , что позволило выделить целый ряд аномалий с определенными сочетаниями признаков различных полей, диагностирующих ключевые элементы геологического строения. Анализ структуры полей обычно осуществляется пометодно, а затем его результаты обобщаются в процессе создания единой согласованной ФГМ. В настоящей работе анализ структуры геофизических полей проводился на основе специализированных комплексных построений, позволяющих лучше определить черты их общности, установить геологическую природу аномалий. Для анализа структуры потенциальных полей использовались карты комплексного параметра КП, полученные направленным суммированием предварительно отнормированных карт Δg и ΔT . Такое суммирование позволяет максимумами комплексного гравимагнитного параметра КП выявить участки, где аномалии моногеничны (прямое знаковое сочетание: $+\Delta g, +\Delta T$). Для анализа структуры волнового и электрического полей также использованы комплексные построения – сейсмо-электроразведочные временные разрезы СЭВР.

В итоге по линии регионального профиля Уварово-Свободный выделено шесть довольно протяженных, отличающихся по своему строению участков: 1) наиболее приподнятый западный участок профиля (ПК 0 – 40, Воронежская антеклиза) с относительно спокойным поведением поверхности фундамента и минимальной мощностью осадочного чехла; 2) намечаемый

восточнее участок прогиба по поверхности фундамента и девонским структурным планам, отличающийся гетерогенным строением верхнепротерозойской части осадочного чехла и толщи терригенного девона, обусловленным развитием здесь разноамплитудных тектонических нарушений (ПК40-ПК130, Аркадакский прогиб в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба); 3) приподнятая зона с аналогичным строением фундамента и осадочного чехла в интервале пикетов ПК130- ПК200 (Баландинско – Ртищевский приподнятый блок в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба); 4) шестидесятикилометровый участок с практически моноклинальным погружением отложений осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента в восточном направлении, характеризующийся максимальной для данного профиля стратиграфической полнотой и мощностью осадочного чехла (ПК200 - ПК260, Чембарско – Петровский грабен в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба); 5) специфичный участок профиля со следами активизации тектонических движений в новейшее время и инверсионным развитием осадочного чехла (ПК260 - ПК330, Самарский блок Жигулевско – Пугачевского свода); и наконец, самый восточный участок профиля со спокойным структурным планом осадочного чехла и следами древних тектонических нарушений, прослеживаемых до подошвы отложений карбонатного девона (ПК330 - ПК376, юго – западное окончание собственно Пугачевского свода). Границы выделенных тектонических элементов достаточно четко отбиваются по особенностям рассмотренных геофизических полей и их трансформант. Все элементы со второго по пятый относятся к Волго – Уральской антеклизе.

Проведенные исследования позволили существенно скорректировать прежние представления о строении и характере сопряжения крупнейших элементов тектоники Восточно-Европейской платформы: Воронежской антеклизы, Рязано-Саратовского мегапрогиба и Жигулевско – Пугачевского свода Волго-Уральской антеклизы. По совокупности сейсмо-геоэлектрических критериев построены модели строения разреза территории, адекватность которых реальному геологическому разрезу подтверждена математическим моделированием потенциальных полей. Эти модели положены в основу новой тектонической схемы зоны сочленения Воронежской антеклизы и Рязано-Саратовского прогиба.

Кроме того, применением специальных приемов анализа комплексной геофизической информации зафиксированы области, которые могут представлять определенный поисковый интерес. Первая из них связана с карбонатными отложениями франского возраста, и приурочена к зоне приподнятого залегания кристаллического фундамента в пределах Баландинско-Ртищевского вала. Вторая отмечена в восточной части профиля на Самарском блоке Жигулевско-Пугачевского свода. Наконец, еще одна интересная с точки зрения поиска залежей углеводородов область зафиксирована на пикетах 190 - 240 профиля 3 в отложениях верхнепротерозойского возраста. Вместе с тем необходимо отметить, что полученные выводы основаны на ограниченном объеме геофизической и геологической информации и могут рассматриваться в качестве обоснования для продолжения комплексных исследований в этом регионе.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ КЕМБРИЙ В ПАЛЕЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ АКСЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Рязанцев А.В., Белова А.А.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (avryazan51@mail.ru)

Нижнекембрийские отложения имеют ограниченное распространение на Южном Урале. Они известны в Сакмарской зоне и Зауральской мегазоне. В Сакмарской зоне изолированные глыбы и пластовые отторженцы известняков нижнего кембрия, расслоены песчаниками, базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, их туфами и туффитами, риолитами. По археоциатам отложения относятся к аттабанскому и низам ботомского яруса [5; 8]. Линзы и глыбы C_1 известняков с базальтами находятся внутри толщи кварцевых песчаников.

По данным [17] песчаники содержат нижнеордовикские акритархи. Вместе с нижнеордовикскими песчаниками кембрийские породы слагают глыбы и олистоплаки в полимиктовом

нижнефаменском олистостроме. В олистостроме содержатся также пластовые отторженцы ниже-среднедевонских базальтов, риолитов, их туфов и туффитов, ниже-средне-верхнедевонских, включая фаменские (по конодонтам), кремней, ниже-среднедевонских известняков. В районе ст. Губерля в матриксе олистострома, представленном красными алевролитами, нами собраны конодонты нижнего фамена.

Олистостром участвует в строении смятого в синформу пакета тектонических покровов (Рис.1), сложенных разнофациальными образованиями ордовика. Этот пакет перекрыт тектоническим покровом, в котором конденсированный разрез кремней (D_{1-3}) стратиграфически перекрывается граувакками (D_3fm) и карбонатным флишем (C_1).

В Зауральской мегазоне [7] к востоку от южного продолжения Челябинского грабена, выполненного триасовыми толщами, к западу от Троицка, протягивается полоса выходов верхнедокембрийской осиповской свиты (800-900 м). Она сложена слюдисто-плагиоклаз-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями мраморов и кварцитов примесью графита. Восточнее располагается полоса санарской толщи (C_1). В нижней части видимого разреза залегает пачка (50-200 м) песчаников, расслоенных филлитовидными сланцами, базальтами и туффитами. Выше залегает вулканогенная с известняками толща (250-300 м). В нижней части разреза преобладают афировые базальты, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириды, риолиты, туфы и туффиты. В подчиненном количестве присутствуют полимиктовые песчаники и песчаные сланцы. Базальты расслоены горизонтами онколитовых известняков. В верхней части пачки залегают

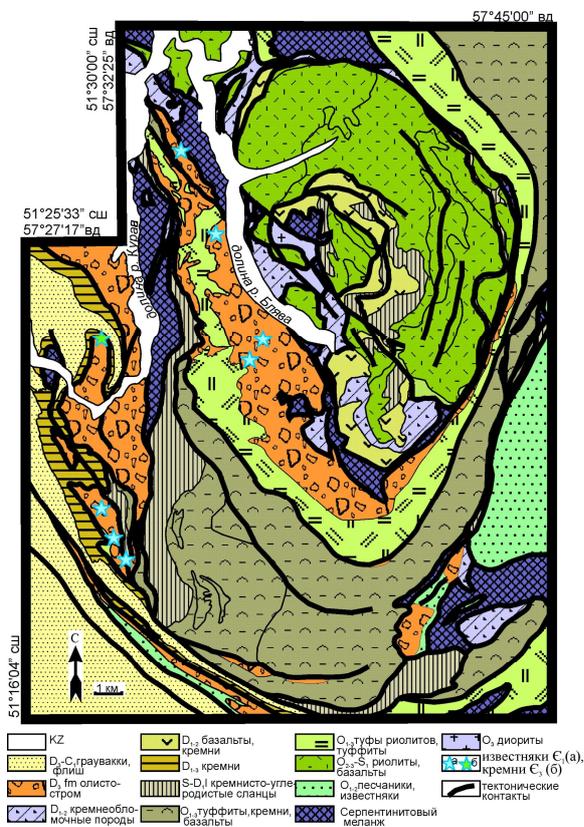


Рис. 1 Структура Блявинской синформы на севере Сакмарской зоны.

кремнисто-глинистые и углеродистые алевролиты и аргиллиты, содержащие линзы массивных известняков с археоциатами ленского яруса [7]. Венчается разрез пачкой (до 500 м) песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, известняков. Восточнее, за разломом находится Нижнесанарский гранодиоритовый массив.

Из приведенного описания видно, что кембрийские породы в Сакмарской зоне и в Зауралье близки по составу. Однако в первом случае наблюдаются фрагменты разрезов в олистоплаках и глыбах фаменского олистострома. Для разреза Зауральской мегазоны подчеркивается нахождение известняков в ненарушенном разрезе вместе с вулканогенными и осадочными породами.

В раскристаллизованных конгадиобазах Сакмарской зоны, которые возможно представляют субвулканические фации в нижнекембрийском вулканическом комплексе, в шлифах наблюдается большое количество акцессорного циркона, который выделен для определения возраста методом SHRIMP (ВСЕГЕИ). В точке 8044 (51°29'2,7" сш, 57°24'5,0" вд) по 12 замерам получены 2 кластера. По-видимому, исследованные цирконы являются ксеногенными и характеризуют докембрийский субстрат, формирование которого предшествовало раннекембрийскому рифтогенезу. В одном кластере по трем точкам получен конкордантный возраст 1847 ± 24 млн. лет. Короткопризматические и длиннопризматические цирконы в кластере имеют равномерно темно-серую окраску без признаков зональности. Значение 1847 млн. лет, согласно [18] примерно соответствует времени образования Балтики при коллизии группы континентов. Близкий возраст имеют метаморфические породы Тараташского блока Башкирского антиклинория [15]. Другой кластер в т. 8044

из 8 замеров в зернах с осциляторной магматической зональностью дал вариации в пределах позднего рифея (661-935 млн. лет). При этом по пяти замерам конкордантный возраст равен 753 ± 13 млн. лет. В комплексах протоуралид этот уровень соответствует каратавию, представленному осадочными породами [11]. Для магматических пород Урала не отмечаются возраста, аналогичные этому кластеру. Условно можно лишь сослаться на данные о возрасте габбро-сиенит-гранитного комплекса, на севере Тимана, который прорывает терригенные породы и имеет абсолютный возраст от 1100 до 600 млн лет [1].

Вулканогенные верхнекембрийские образования известны в единственном блоке, в структуре верхнедевонского олистострома. Обнажение этих пород расположено в 2 км к север-северо-востоку от станции Рысаево. В структуре олистострома здесь присутствуют так же блоки кремней O_{2-3} , кремней и базальтов D_{1-2} . Фрагмент кембрийского разреза представлен массивными базальтами с долеритовой структурой. На выровненной поверхности базальтов полого ($10-15^\circ$) залегают тонкослоистые алевролиты палевого, зеленоватого и розоватого цвета. Видимая мощность алевролитов 2,0 -2,5 м. Алевролиты содержат обильные верхнекембрийские конодонты *Phakelodus* sp. (определения Т.Ю. Толмачевой, ВСЕГЕИ). Таким образом, подтверждены ранее опубликованные данные В.Н. Пучкова о позднекембрийском возрасте конодонтов и вмещающей толщи в этой точке [10].

Состав вулканитов E_1 Южного Урала варьирует в основном от базальтов-андезибазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов (Рис.2). Кислые породы представлены риолитами.

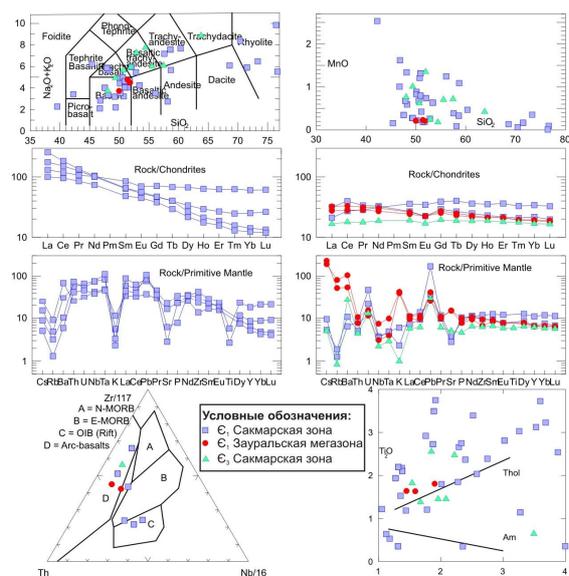


Рис. 2. Петро-геохимические диаграммы для кембрийских вулканических пород Южного Урала

Породы основного и среднего составов принадлежат к известково-щелочной и толеитовым сериям. Для них характерна повышенная щелочность натриевого типа, Al_2O_3 12-17% и повышенные содержания TiO_2 - 1,5-2,7%. Отличительная черта вулканитов Сакмарской зоны – повышенные содержания MnO , которые могут достигать 4,2%. Mn , по-видимому, входит в состав ильмено-рутила и стильпноmelана, и, возможно, карбоната. Карбонат не только отражает изменения первичных минералов, но чистые его разности выполняют интерстиции между плагиоклазами и темноцветными минералами. По распределению РЗЭ породы основного и среднего состава разделяются на две группы. Первая обогащена легкими лантаноидами и имеет нисходящий характер графика, типичный для базальтов океанических островов. У этих пород отсутствуют Ta-Nb минимумы, а на дискриминационных диаграммах точки группируются в поле базальтов рифтов и океанических островов, имея при этом более низкие содержания Rb, Ba, Cs, Sr и Ti. Другая группа имеет субгоризонтальные плоские графики распределения РЗЭ, имеющие сходство с N-MORB и E-MORB. В этих породах проявлены Ta-Nb минимумы. На дискриминационных диаграммах точки находятся в полях

островодужных базальтов. Базальтоиды ϵ_3 имеют сходство с породами 2-й группы. Учитывая состав вулканитов и ассоциацию их с кварцевыми и аркозовыми песчаниками, можно предполагать, что их формирование происходило в рифтогенной обстановке на окраине континента с трансформацией рифта в спрединговый бассейн. Не исключено, что бассейн развивался в надсубдукционной обстановке.

Аналогичные нижнекембрийские комплексы спорадически распространены в Урало-Южно-Тянь-Шаньской складчатой системе. В палеозоидах Казахстана лишь ϵ_1 балкыбекский комплекс имеет некоторое сходство по составу с описанными ϵ_1 вулканитами.

На Южном Тянь-Шане в горах Тамдытау, Бельтау и Ауминзатау выделяется олистостромовая формация (O_{1-2}), с глыбами известняков венда-нижнего кембрия [9]. В Туркестанском хребте и в предгорьях Алайского хребта в структуре присутствуют олистостромы, которые формировались вплоть до C_2 , содержащие олистолиты известняков ϵ_{1-2} , расслоенных туфами основного состава [2; 4]. Формирование нижнекембрийских известняков с базальтоидами в палеозоидах Южного Тянь-Шаня, согласно В.С. Буртману [3], происходило при эволюции Туркестанского океанического бассейна, отделившего Алай-Таримский сиалический блок от Восточной Гондваны.

В северных частях Урала присутствие вулканогенного кембрия можно предполагать по косвенным признакам. В южной части Полярного Урала выделяется дзеляюский метагипербазит-метагабброноритовый комплекс, ассоциирующий с глаукофановыми сланцами, содержащими metabasalts и яшмоиды. В целом, эта ассоциация рассматривается как офиолитовая. Для нее принят вендский возраст. Кластер замеров по цирконам имеет конкордантный возраст 578 ± 11 млн. лет [19]. Однако, в этой же точке отмечается кластер, конкордантный возраст которого 510 млн. лет. В составе комплекса описана так же метаморфизованная дайка (?), возраст протолита которой оценен как $501 \pm$

9.7 млн. лет. Таким образом, в этих офиолитах датируются события средне-позднекембрийского возраста.

Рассматривая докембрийские комплексы, формирование которых предшествовало раннекембрийскому рифтогенезу, необходимо обратиться к данным, доказывающим существование вендских магматических образований на Южном Урале. Это лушниковский вулканогенно-осадочный комплекс Эбетинской антиформы – южного продолжения зоны Уралтау и гранитоиды, распространенные как в Эбетинской антиформе, так и в зоне Уралтау. Лушниковский комплекс несогласно перекрывается осадочными породами тремадока. Вулканиды комплекса представлены двумя сериями [13]. Первая – известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая. Вторая – толеитовая с базальтами и андезибазальтами. По-видимому, ко второй серии относятся риолиты с калий-натриевым типом щелочности, которые слагают обширную полосу на восточном крыле антиформы. Субвулканические диориты, принадлежащие первой серии, имеют возраст 590 ± 4 млн. лет [13]. Гранитоиды, образующие вместе с риолитами широкую полосу на востоке антиформы, имеют возраст $577,8 \pm 8,6$ млн. лет. Близкие по составу гранитоиды на юге зоны Уралтау имеют возраст $543,2 \pm 4$ млн. лет [14]. Вулканические и плутонические образования этого района по составу и возрасту коррелируются с комплексами Тимано-Печорского региона и Приполярного Урала, где, как считается, ранние комплексы свулканидами дифференцированной серии отражают развитие активной континентальной окраины, а поздние, с вулканидами контрастной серии, ее рифтогенную деструкцию [6; 16]. Наиболее молодые возраста гранитоидов, относящихся к этапу деструкции варьируют в диапазоне среднего-позднего кембрия.

Можно сделать вывод, что нижний кембрий Южного Урала сформирован при рифтогенной деструкции континентальной

окраины, которая до этого испытала переработку в эпоху тиманского тектогенеза. За рифтогенезом последовало раскрытие бассейна с океанической корой. Верхнекембрийский вулканический комплекс является наиболее ранним проявлением начального развития собственно уралид. Кремнисто-базальтовые комплексы, сопровождающиеся комплексом параллельных даек имеют широкое распространение на уровне среднего ордовика [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 91 с.
2. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета. 1996. 192 с.
3. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС. 2006. 216 с. (Труды Геологического института. Вып. 570)
4. *Ванина Л.В.* О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатыра и смежных районов Алайского хребта) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1987. С. 119-139
5. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука. 1974. 230 с.
6. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 1. Протоуралиды, тимниды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера, 2006, № 4, с. 3-22
7. *Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: Институт геологии Уральского филиала АН СССР. 1965. 170 с. (Труды Института геологии Уральского филиала АН СССР. Вып. 73).

8. Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
9. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылжумов. Ташкент: Фан. 1991. 148 с.
10. Лучков В.Н. Тектоника Урала: современные представления // Геотектоника 1997. № 4. С. 30–45.
11. Лучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
12. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника №5. 2008. С. 49–78
13. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
14. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской континентальной окраины на Южном Урале // Доклады РАН Т. 432. № 5. 2010. С. 644–649
15. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и Александровский метаморфические комплексы Р-Т ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322–330.
16. Соболева А.А. Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
17. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Экзотические блоки в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа // Ежегодник-1997. Информационные материалы. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С.21–25.
18. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G. et al. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 39–66.
19. Remizov D., Pease V. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neo-Proterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds.).

С

Содержание:

Савельев Д.Е. РОЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ)	1605
Савельев А. В., Давлетов М. И., Кравченко Ю. П. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРА ИГА-1 ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ТРАСС МАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ, ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ И ПОДГОТОВКЕ ПЛОЩАДОК ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО	1609
Савельев Д.П. ПРОБЛЕМА МИГРАЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ	1613
Сагулина Т.С., Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М. ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ)	1616
Саломатин В.Н. ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ТРАНСМАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ ПО ИМПУЛЬСНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ЭМИССИИ ГОРНЫХ ПОРОД	1622
Саломатин В.Н. КОМПЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЕИЭМПЗ НА ВОДОХРАНИЛИЩЕ БЕНИНАР В ИСПАНИИ	1626
Саломатин В.Н. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ РАЗНОГО НАЗНАЧЕНИЯ	1630
Самыгин С. Г. ТАЙМЫР В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ	1633
Сандула А. Н. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В СТРОЕНИИ КАРБОНАТНЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА	1639
Сащенко А.В., Зайцев А.В. ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАКЕРОРТСКО-КУНДАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ	1642
Светов С.А., Смолькин В.Ф., Парамонов А.С. КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ – КАК ФАКТОР ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ СИСТЕМАХ	1647
Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. ИНТЕРВАЛЫ (3.05-2.68 МЛРД.ЛЕТ) МЕЗОАРХЕЙСКОГО АДАКИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (В. ФЕННОСКАНДИЯ)	1652
Светова Е.Н., Светов С.А., Степанова А.В., Парамонов А.С. РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ (ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS)	1657
Свешников К.И. ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК	1661
Свешников К.И. СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОРОНЕЖСКО-УКРАИНСКОГО ГЕОБЛОКА С ГЛУБИННЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ	1667

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА МАНЫЧСКОЙ ВПАДИНЫ	1673
Севинян К.Т. ВЛИЯНИЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	1677
Седьмов Н.А., Залуцкий А.А. МАГНИТНЫЕ МИКРОЧАСТИЦЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОЧВ И АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ	1679
Сейтов Н. ВЕДУЩАЯ РОЛЬ МЕТОДОЛОГИИ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ	1683
Сейтов Н. ЛИТОСФЕРА КАК ЦЕЛЬНАЯ И НЕДЕЛИМАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ	1688
Сейтов Н., Жунусов А.А. ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК РЕПЕРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	1694
Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Жакупова Ш.А., Парфенова Л.П. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО -ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА	1699
Сейтмуратова Э.Ю., Жакупова Ш.А., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Парфенова Л.П. ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА	1704
Сидоров А.А., Чехов А.Д., Волков А.В., Алексеев В.Ю. ТРИ ТИПА ЛИТОСФЕРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ	1710
Сим Л.А., Брянцева Г.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ СПРЕДИНГА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И АРКТИКЕ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ	1713
Сиротин В.И. ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ И ЗАРОЖДЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА	1718
Ситенков Д.В., Зарщиков А.А. СТРУКТУРА КРУПНОГО ОПОЛЗНЕВОГО ТЕЛА В ГВИНЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ	1723
Скринник Л.И., Рыбин В.М. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АКТИВНЫХ ОКРАИН И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ)	1725
Слабунов А.И. ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ: ПО МАТЕРИАЛАМ 5-ОГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО АРХЕО	1730
Славинский В.В. ОБРАЗОВАНИЕ И ОХЛАЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ	1735
Смирнов В.Н. КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ	1740
Соболев Н.Н., Нелюбин В.В. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО И ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНОВ	1744
Соболев П.О. КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ РОССИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ	1751

Соболев П.О. ОЦЕНКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗДЫМАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ	1756
Соколова Н.В. О ПЛАСТИЧНЫХ СИСТЕМАХ АДАПТАЦИИ ЗЕМЛИ К ИЗМЕНЯЮЩИМСЯ ВНЕШНИМ УСЛОВИЯМ	1760
Соколова Е.Ю., Баглаенко Н.В., Бай Д., Варенцов И.М., Голубцова Н.С., Израиль М., Пушкарев П.Ю., Рыбин А.К., Рабочая группа NARYN ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ФРОНТАЛЬНЫХ И УДАЛЕННЫХ ЭФФЕКТОВ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ	1764
Соколов С.Ю. МАРКЕРЫ ДЕЙСТВИЯ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В АТЛАНТИКЕ: АНОМАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПЛОТНОСТЬ РАЗЛОМОВ И ДРУГИЕ ДАННЫЕ	1767
Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В., Хисамутдинова А.И. ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ	1771
Сомин М.Л. ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: РЕВИЗИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СЛЕДСТВИЯ	1776
Спивак А.А. ОЦЕНКА ЖЕСТКОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	1780
Степанова А.В., Самсонов А.В., Шаповалов Ю.Б., Степанов В.С. НИЗКО-ТИ ТОЛЕИТЫ MORV-ТИПА КАК ИНДИКАТОР РАССЕЯННОГО СПРЕДИНГА НЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ	1784
Стогний Г.А., Стогний В.В. РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ	1788
Столбов Н.М. МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЛЮМА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА	1792
Страховенко В.Д. ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЗЕР И ПОЧВ ИХ ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	1796
Суворова Е.Б., Фефилова Л.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ	1800
Сучков А.В., Милеев В.С. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВОГО ЭЛЕМЕНТА РИТМА ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА	1803
Сушкин Л.Б. ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ МЕЗО - КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИХОТЭ - АЛИНЯ	1806
Сушкин Л.Б. О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ВЕРХОВЬЯ р. КУН-МАНЬЁ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)	1812
Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лайба А.А. СПЕЦИФИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ (ОТ КАРУ-МОД ДО КЕРГЕЛЕНА)	1817
Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ	1822

Сычев С. Н., Куликова К. В. СООТНОШЕНИЕ ХРУПКИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ХАРАМАТАЛОУСКОГО БЛОКА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).	1829
Сушкин Л.Б. ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ХАБАРОВСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ («ДЕРСУ»)	1834

РОЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ)

Савельев Д.Е.

*Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, Россия
(sav171@mail.ru)*

Фрагменты вещества верхней мантии геологического прошлого широко представлены в современных складчатых поясах в виде альпинотипных (офиолитовых) гипербазитов. Внутри массивов выделяются участки существенно однородного строения, представленные лерцолитами и гарцбургитами с редкими телами дунитов, которые чередуются с участками полосчатого строения – так называемым «полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом». В последнем наблюдается частая перемежаемость полос перидотитового и дунитового состава. Для первых характерна полиминеральность (оливин + ортопироксен ± клинопироксен ± хромшпинелид), дуниты и ассоциирующие с ними хромититы сложены ассоциацией оливин+хромит.

В настоящее время отсутствует единая концепция генезиса хромитовых концентраций в офиолитовых ультрабазитах, которая бы непротиворечиво объясняла все наблюдаемые в природе закономерности их строения. Магматическая гипотеза не может объяснить «эпигенетичность» рудоносной дунит-хромитовой ассоциации по отношению к гарцбургитам, ее многоуровневое положение в массивах. Метасоматический подход развивался как противовес магматическому, делая упор именно на указанной «эпигенетичности», но в то же время не ясными остаются механизмы растворения-отложения и агенты переноса хрома в бедных флюидами мантийных породах.

В последние годы исследователи наиболее часто прибегают к комбинированным моделям, которые предполагают участие в петрогенезисе различных процессов и источников вещества, полигенность и полихронность, в связи с чем они являются во многом

гипотетическими. Ни одна из них не может объяснить, каким образом происходит концентрирование хрома в дунитах в диапазоне от 10 до 100 раз по сравнению с аксессуарными значениями (0,5%), причем масштабы данного процесса в пределах небольших блоков могут варьировать в весьма значительном диапазоне – от сегрегаций вкрапленного хромита весом в несколько грамм до уникальных тел с запасами до 200 млн. тонн.

Анализ обширного фактического материала позволяет констатировать следующие закономерности строения офиолитовых массивов и связанных с ними месторождений хромитовых руд. В ультрабазитах отсутствуют кумулятивные, но повсеместно развиты деформационные структуры. Вместо магматической расслоенности повсеместно наблюдается метаморфическая полосчатость. Хромитовые скопления всегда связаны с дунитами. Объемные соотношения хромитит – дунит очень сильно варьируют. В массивах лерцолитового типа преобладают мелкие месторождения полосчатых и бедновкрапленных руд в телах табулярной формы, залегание структурных элементов в рудных телах согласно с залеганием таковых во вмещающих дунитах и перидотитах. В массивах гарцбургитового типа встречаются разнообразные по размерам и морфологии месторождения: Наибольшие запасы связаны с месторождениями сложной морфологии залежи которых представлены большим числом сближенных пологозалегающих линз и субвертикальных жил в дунитовой оболочке. Богатые руды часто залегают на границе дунит-гарцбургит, гарцбургиты служат экраном для хромитов. Во многих случаях отмечается рост крупности зерна хромшпинелидов от периферических частей

рудных тел к центру и от бедновкрапленных руд к густовкрапленным и массивным. Гарцбургиты и хромититы пересекаются многочисленными маломощными дунитовыми «дайками», «жилами»

Таким образом, хромитовое оруденение в альпинотипных гипербазитах вмещается наиболее мобильными и, вместе с тем, наиболее тугоплавкими членами реститового комплекса – дунитами. Подобная картина может наблюдаться только в том случае, если рудообразующий процесс был связан с течением ультрабазитов в кристаллическом состоянии, а избирательная концентрация хромшпинелидов в дунитах обусловлена различиями в реологических свойствах трех минералов – оливина, ортопироксена и хромита.

Различие между твердым телом и жидкостью заключается в том, что жидкость начинает течь уже при бесконечно малых сдвигающих напряжениях, то есть сопротивление сдвигу жидкости равно нулю. Пластическое течение твердого тела начинается только после того, как будет достигнуто некоторое критическое значение касательных напряжений. В экспериментах показано, что перидотиты верхней мантии «текут» в геологическом масштабе времени [5].

Данные петрографических исследований ультрабазитов свидетельствуют о том, что оливин проявляет большую «пластичность» по сравнению с ортопироксеном, он легко фрагментируется, в то время как пироксен сначала сопротивляется деформации, а затем следует хрупкое разрушение минерала, сопровождающееся разделением зерна на 2-3 крупных фрагмента. Освободившееся пространство заполняет агрегат оливина. На широкое распространение в мантийных перидотитах данного явления первой указала С.В.Москалева [4], но ей оно было истолковано, как реакционное замещение оливина ортопироксеном. Против подобной интерпретации свидетельствуют нетипичные для реакционного замещения направления в кристаллах (периферия зерен

или трещины спайности), отсутствие в этих же участках комплементарных оливинов более кислых компонентов и хромшпинелидов. Направления, вдоль которых происходит развитие оливина внутри зерен ортопироксена, более всего соответствуют трещинам скола и отрыва (рис.1).

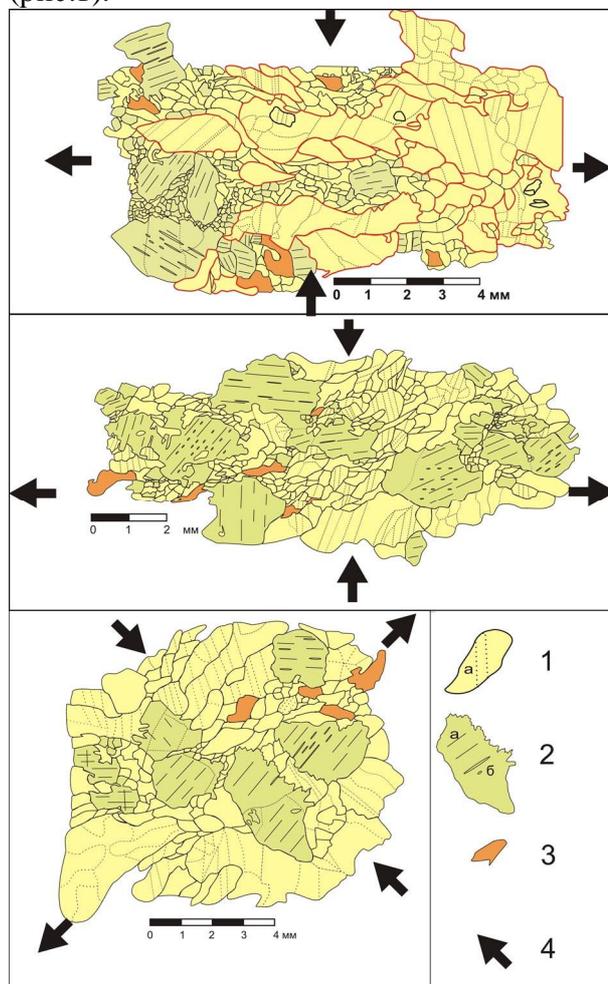


Рис. 1. Совместная деформация оливина, ромбического пироксена и шпинелида в альпинотипных гипербазитах.

Условные обозначения: 1 – зерна оливина (а – субграницы, разделяющие фрагменты зерен, разориентированные на величину 1-10°), 2 – зерна пироксенов (а – трещины спайности, б – ламеллы клинопироксена в ортопироксене), 3 – участки, сложенные сегрегациями шпинелидов и плагиоклазов, 4 – направление тектонических напряжений. На верхнем рисунке красным цветом выделены крупные зерна оливина с фрагментированной структурой

В ультрабазитах часто можно наблюдать сильно удлиненные зерна оливина со ступенчатыми границами, для него характерна фрагментация одновременно по всему объему зерен, быстрая «перестройка границ» (рис.1). Напротив, для зерен ортопироксена

характерны изометричные зерна либо угловатых очертаний, либо округлой, «обтекаемой формы», создающие впечатление «окатанности» при транспортировке внутри потока. Причина подобного поведения оливина и ромбического пироксена при совместной деформации связана с различиями внутреннего строения минералов. Известно, что пластической деформации способствуют простота состава минерала, более высокая симметрия, наличие нескольких систем скольжения, а препятствуют – фазовая неоднородность, наличие примесей и «специальных границ» (например, двойниковых) [3]. Оливин имеет островную структуру (состоит из изометричных кластеров), несколько систем скольжения, состав его в офиолитовых гипербазитах приближается к чистому форстериту (на 99% сложен Mg, Fe, Si, O, в небольшом количестве присутствует примесь никеля). Для ортопироксена характерна цепочечная структура (удлиненные кластеры) и единственная система скольжения, состав минерала сложнее (Mg, Fe, Si, O, Al, Ca, Na, Cr), часто наблюдается фазовая неоднородность, выраженная в наличии ламелл диопсида.

Петрографические данные также свидетельствуют об аналогии совместной деформации в парах оливин – ортопироксен и кварц – полевые шпаты [6], в последнем случае имеют место сходные с рассмотренными выше различия во внутреннем строении минералов. Кроме того, для оливина, как и ранее для кварца [9], в экспериментах было установлено наличие «гидролитического ослабления» [10]. Суть данного явления заключается в резком падении вязкости геоматериала при насыщении его водой.

Деформационная природа дифференциации вещества в последнее время находит свое подтверждение в прямых экспериментах с геоматериалами. В частности, Б.М.Чиковым [7] приводятся данные о твердофазовой сортировке материала гранитного катаклазита при деформации в условиях «обжатие – стресс». В осевой зоне модели произошло

остеклование, а вокруг возникли «... цилиндрические зоны сепарационной полосчатости с концентрацией минеральных зерен различного состава и размерности». Полученный в эксперименте результат хорошо согласуется с наблюдаемой зональностью внутри массивов альпинотипных гипербазитов, когда в одних и тех же участках совмещены продукты частичного плавления (габброидные комплексы) и реститовые полосчатые дунит-гарцбургитовые комплексы, вмещающие хромитовое оруденение.

Данные петрологии и геофизики свидетельствуют о том, что вещество верхней мантии представляет собой неоднородную, кристаллическую, иерархически построенную, динамически подвижную среду, которая в различных условиях и на различном структурном уровне может проявлять свойства твердого тела (уровень отдельных зерен); гранулированной среды (агрегаты зерен, «слои» дунита, гарцбургита, хромитита); вязкой жидкости (крупные объемы пород).

Основной вид деформации гранулированной среды – сдвиг, реализующийся в сравнительно узкой зоне без возникновения пластичности в соседних участках. В пластическом потоке гранулированной среды могут идти два противоположных процесса: перемешивание и сегрегация. Природа этих процессов в настоящее время является предметом пристального изучения в технических отраслях (химические технологии и т.д.). Из основных эмпирических закономерностей известно, что в природных процессах преобладает сегрегация, которая представляет собой классификацию частиц по их плотности, размеру, шероховатости и другим физико-механическим свойствам.

В общем случае, частицы, отличающиеся от частиц среды большим размером и меньшей плотностью должны «всплывать» на периферию потока, а частицы меньшего размера и более высокой плотности – погружаться в его внутренние части [8]. В качестве основной причины

разделения в сдвиговом потоке частиц с разными свойствами рассматривается возникновение на границах напряжений контактовой природы [1, 2], а главными движущими силами процесса сегрегации являются силы трения и гравитации [8].

Одним из вероятных «пусковых механизмов» сдвиговой деформации мантийных пород может являться декомпрессия, связанная с образованием рифтогенных структур. Растяжение в хрупкой среде, которая представлена земной корой, реализуется путем образования зон трещиноватости. В нижележащей мантии образование субвертикальных ослабленных зон вызовет вязкий отклик, который ведет к началу подъема ультрабазитового вещества и к его частичному плавлению. Подъем мантийного диапира, обладающего поликристаллическим и многофазным составом, ведет к дифференциации вещества внутри него. Частицами среды в ультрабазитах являются агрегаты оливина, составляющие от 70 до 90% объема. Зерна ортопироксена отличаются от «частиц среды» большим размером и поэтому «всплывают» к периферии наиболее мобильных дунитовых зон, а более мелкие и плотные зерна хромшпинелидов «погружаются» в их внутренние части. В итоге образуется полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс с чередованием слоев с различным содержанием ортопироксена, а рудные минералы образуют сегрегации в участках наиболее интенсивного течения - дунитах.

Литература

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах // Рудогенез (Мат-лы международной конференции). Миасс-Екатеринбург, 2008. с. 4-7.
2. Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник—93 / ИГиГ УрО РАН Свердловск, 1994. С. 64-65.
3. Кайбышев О.А., Валиев Р.З. Границы зерен и свойства металлов. М.: «Металлургия», 1987. 214 с.
4. Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
5. Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика, 2006, т.47, №5. с. 646-656.
6. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
7. Чиков Б.М. Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры (геомеханика и тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика, 2010, Т.1, № 3. с. 231-248.
8. Шубин Р.А. Кинетика процессов разделения и перемешивания при сдвиговом течении зернистых материалов. Дис. ... канд. техн. наук. Тамбов, 2006. 119 с.
9. Griggs D.T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1967, V. 14. P. 19-31.
10. Karato S., Paterson M.S., Fitz Gerald J.D. Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain-size and water // J. Geophys. Res., 1986, V. 91, P. 8151–8176.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРА ИГ А-1 ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ТРАСС МАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ, ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ И ПОДГОТОВКЕ ПЛОЩАДОК ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО

Савельев А. В., Давлетов М. И., Кравченко Ю. П.

Уфимский государственный авиационный технический университет, г. Уфа (gmkristo@rambler.ru)

ООО «Коинот» г. Уфа (marad@yandex.ru)

Медико-экологическая фирма Лайт-2 г. Уфа (astra.47@mail.ru)

Исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, для диагностики и предсказания техногенных катастроф в настоящее время проводятся с большим объемом оборудования, требующего многочисленного персонала, подвижного носителя и сложной математической обработки.



Фото 1. Прибор ИГ А-1 (индикатор геофизических аномалий).

Актуальность данной тематики заключается в том, что в настоящее время нет портативных и надежных приборов позволяющих определить расположение аномалий грунта, и отсутствуют какие-либо методики оценки степени влияния этих аномалий на возводимые строительные конструкции и их текущее состояние в будущем. В период 1990...2010 г. были разработаны и опробованы ряд модификаций приборов ИГ А-1 (фото 1) для измерения сверхслабых электромагнитных полей естественного поля Земли и искажений этих полей вносимых от поглощения и переизлучения различными

объектами. Приборы, представляют из себя селективные приемники электромагнитных полей в диапазоне 5...10 кГц, с вычислением интеграла фазового сдвига на измеряемой частоте (<http://www.iga1.ru>). Принцип действия прибора ИГ А-1 похож на радиоволновые миноискатели, только нет излучателя, которым является естественный фон Земли и более низкий диапазон частот. ИГ А-1 фиксирует искажение электромагнитного поля в местах неоднородностей грунта и при наличии в геологическом разрезе каких либо предметов, и предназначен для поиска геологических разломов, пустот, водяных жил, трубопроводов по изменению фазового сдвига на границе перехода сред. Глубина обнаружения трубопроводов, пустот - до 20 метров, человеческих тел и малоразмерных предметов до 3 метров, водяные жилы обнаруживаются на глубине до 60 метров, карстовые образования до 300 м

В качестве выходного параметра прибора используется интеграл фазового сдвига на частоте приема, величина которого изменяется на границе перехода сред (грунт-труба, грунт-пустота). Прибор выполнен в виде переносного измерительного датчика с визуальной индикацией. Питание прибора осуществляется от аккумулятора. Вес всей аппаратуры в чемодане не превышает 5 кг, вес измерительного датчика не более 1 кг.

Фирмой "Лайт-2" организовано производство приборов ИГ А-1 на базе оборонного предприятия. С помощью прибора ИГ А-1 можно определять трубопроводы, пустоты, подземные ходы, геофизические аномалии и дефекты

подземного грунта естественного и антропогенного происхождения.

Недостатками известных способов для поиска нарушений и неоднородностей грунта [6] являются низкие функциональные возможности и ограниченная сфера применения, поскольку они имеют активный характер (наличие излучателя), что имеет низкую точность вследствие небольшой глубины проникновения зондирующих радиоволн сверхвысоких частот и высокую стоимость (например, американский георадар стоит около 100 тыс. долларов).

Разработанный способ основан [1-8] на способности геофизических либо антропогенных неоднородностей разрывного характера (трещины, пустоты, водяные жилы), независимо от времени их образования, исказить фазовые характеристики фонового электромагнитного поля, имеющего характер шума с распределенным непрерывным спектром в диапазоне сверхдлинных радиоволн на определенных фиксированных частотах. Эти искажения превышают, как правило, на несколько порядков искажения поля от непрерывных неоднородностей грунта, что позволяет достаточно легко дифференцировать их друг от друга по уровню вносимых ими фазовых искажений. Это обеспечивает высокую помехозащищенность способа, недостижимую любыми другими известными из литературных источников способами, основанными, как правило, на амплитудных, а не на фазовых измерениях. Что позволяет в свою очередь, в значительной мере увеличить общее усиление и повысить чувствительность до предела, при котором без труда обнаруживаются различия в характеристиках полевого фона вблизи аномалий. Высокой помехозащищенности способа способствует также тот факт, что прием шумовых сигналов осуществляют по их электрической, а не магнитной компоненте за счет предложенных операций способа. Это позволяет достаточно точно прогнозировать текущее состояние будущих конструкций, что не позволяет производить

ни один из известных способов. Стабильное различие сигнала на фоновом уровне при этом отмечалось всякий раз при нахождении объектов поиска на глубине до 5 м и более. В результате этого появляется сигнал интеграла разности фаз, который продолжает изменяться вплоть до насыщения интегрирующего устройства, что легко фиксируют известными индикаторными устройствами. Повторяя операции поиска многократно, фиксируют контур аномалии при необходимости, при этом следующее новое перемещение антенны в сторону дефекта производят в направлении ортогональном к его контуру или близком к нему.

Результаты использования данного способа измерений, запатентованного в России [1-6] подтверждено следующими примерами:

Пример 1

Результат исследования трассы магистрального газопровода с помощью прибора ИГА-1 в районе Уральских гор, где показано совпадение карстового образования в районе газопровода и водного потока пересекающего газопровод в месте произошедшей аварии 20.01.2006 г.

Протокол исследований ООО «Диаконт» и фотографию разрыва магистрального газопровода можно посмотреть на сайте [http:// www.iga1.ru](http://www.iga1.ru) .

Пример 2

Было проведено обследование с помощью модификации прибора ИГА-1 путем применения его предложенным способом площадки под строительство нового трамплина в черте г. Уфы. Обнаружена проходящая через проекцию площадки геологическая трещина с фиксацией её контуров. Однако эта информация не была принята во внимание, и план застройки изменён не был, а в 2003 г. в месте прохождения обнаруженной водяной жилы произошло обрушение готовой конструкции в процессе строительства. План местности участка обследования можно посмотреть на сайте [http:// www.iga1.ru](http://www.iga1.ru) .

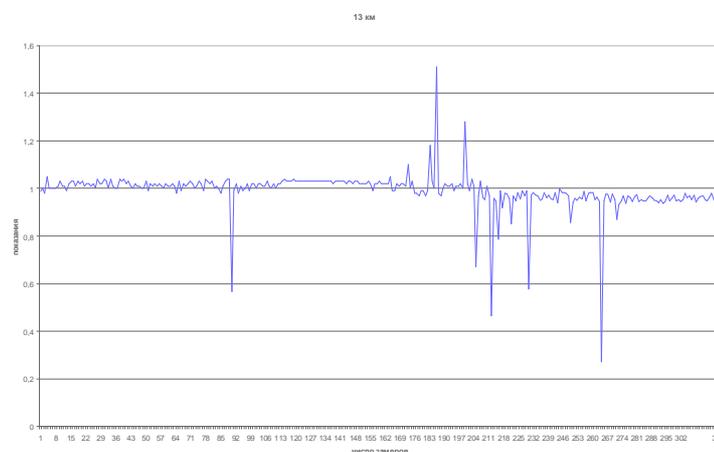
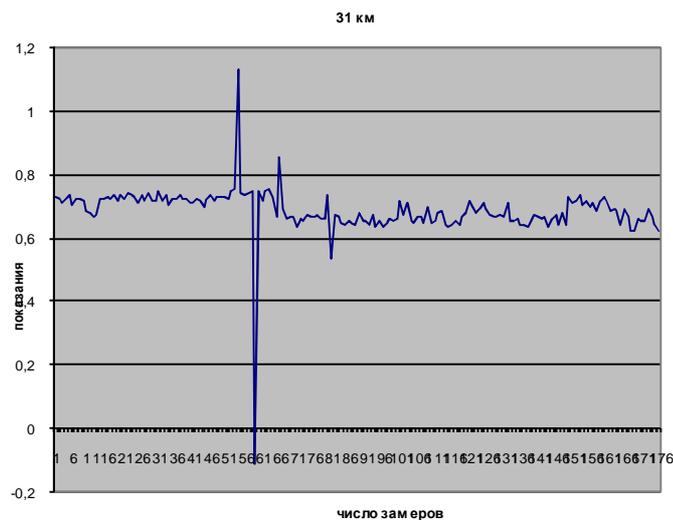
Исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и

геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, с помощью приборов ИГА-1 проводились в процессе инженерных и градостроительных изысканий в ОАО ППП "Тула-недра", «Уфа-Архпроект», ООО «Диаконт» (Баштрансгаз), кафедрой трубопроводов УГНТУ (г. Уфа), НПО ЭИТЕК (работают с Кавказтрансгазом), г. Москва, Западно-Сибирским филиалом НИИ Геологии нефти и газа СО РАН, г. Тюмень. Получены результаты полевых исследований, которые позволяют определить наиболее опасные участки, где могут иметь место просадка зданий и сооружений, а также может произойти механическое повреждение, повышенный износ и стресс-коррозия газопроводов. Приборы ИГА-1, выпускаемые с 1994 г. в варианте трассоискателя имели стрелочный индикатор, по нему фиксировали границу аномалии. По просьбе ряда организаций, проводящих исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, приборы ИГА-1 для геологов, кроме стрелочной индикации, фиксирующей границу аномалии, были доработаны под цифровую индикацию фона электромагнитного поля. Это позволяет проводить некоторую идентификацию исследуемых аномалий.

Пример 3

ООО ДИАКОНТ (Баштрансгаз). Результаты полевых исследований трассы магистрального газопровода в районе г. Белорецка с прибором ИГА-1 в режиме вывода информации естественного электромагнитного фона Земли на цифровую индикацию. Во время визуального осмотра трассы газопровода, проведено обследование индикатором геофизических аномалий ИГА-1 на предмет обнаружения геофизических аномалий связанных с нарушениями однородности структуры грунтов в районе прокладки участка газопровода и выявление наиболее опасных мест возможного изменения динамики грунтов, что может привести к нарушению целостности газопровода на

данном участке. Прибор ИГА-1 был установлен на велосипед. Цифровая индикация фона выводилась параллельно на цифровой накопитель, запись через 4,5 метра (один оборот колеса). В результате обследования обнаружены участки газопровода, где предположительно могут находиться нарушения целостности структуры грунта.



Со всеми исследовательскими организациями поддерживается связь, участие в испытаниях, устранение замечаний и доводка аппаратуры, результаты в дальнейшем будут опубликованы.

Литература

1. А.С. N 1809367, МКИ G 01 N 5/00, ВО6 В 1/06, 1993.
2. А.С. (СССР) N 321662с - 1990 г. Способ исследования электростатических полей поверхностей Кравченко Ю.П. и др.
3. А.С. (СССР) N 1828268 от 13.02.1990 г. Способ исследования электростатических полей поверхностей, Кравченко Ю.П. и др.
4. Патент РФ N 2080605 от 27.05.1997 г. Способ исследования электромагнитных полей поверхностей, Кравченко Ю.П. и др.
5. Полезная модель N 2448 от 16.05.1997 г. Устройство для электромагнитной разведки, Кравченко Ю.П., Савельев А.В. и др.
6. Патент РФ N 2119680 от 27.09.1998 г. Способ геоэлектромагнитной разведки и устройство для его реализации. Кравченко Ю.П., Савельев А.В. и др.
7. Кравченко Ю.П. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРОВ ИГА-1 ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОДЗЕМНОЙ РАЗВЕДКИ Тезисы докладов Международного семинара "Геодинамика и сейсмичность Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона", Евро-Азиатское Геофизическое общество, Краснодарское краевое отделение ЕАГО, г.Геленджик, 2006г.
8. Кравченко Ю.П. Савельев А.В. Использование приборов ИГА-1 для геоэкологии, предотвращения ЧС и антитеррора. Материалы международной научно-технической конференции НАУКА, ОБРАЗОВАНИЕ, ПРОИЗВОДСТВО В РЕШЕНИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ, г.Уфа, УГАТУ, ЭКОЛОГИЯ-2006

ПРОБЛЕМА МИГРАЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Савельев Д.П.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
(savelyev@kscnet.ru)

Курило-Камчатская островодужная система имеет достаточно сложное строение, отличное от большинства современных островных дуг. Одна из ее особенностей – наличие двух параллельных вулканических поясов близкого возраста – Центрально-Камчатского (вдоль Срединного хребта) и Восточно-Камчатского (ВКП), включающего вулканы Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД). В современных геодинамических моделях такое размещение вулканических центров объясняется субдукцией Тихоокеанской плиты под Срединный хребет в миоцене и перескоком зоны субдукции в современное положение в результате приращения Восточных полуостровов (Кроноцкой палеодуги) [2, 3]. Другая особенность дуги проявлена в расположении вулканитов Восточной Камчатки севернее широты Кроноцкого п-ова: северный сегмент ВКП имеет две ветви – плиоцен-эоплейстоценовый вулканизм в хр. Кумроч (тумрокский комплекс – $N_2-Q_{Et}tm$) и голоценовые вулканоструктуры в пределах ЦКД (Ключевская и Северная группы вулканов – Q_H) (рис. 1). Еще более усложняет картину наличие моногенных базальтовых конусов позднеэоплейстоцен-голоценового возраста вблизи побережья Камчатского залива (ажабачский комплекс – Q_{3-4az}) [6]. Изменение параметров вулканических центров на широте около 56° с.ш. выглядит так (L – расстояние от оси глубоководного желоба, H – глубина до поверхности субдуцируемой плиты): Ключевская группа вулканов – $L=200-210$ км, $H=140-160$ км, тумрокский комплекс – $L=150-170$ км, $H=95-110$ км, ажабачский комплекс – $L=130-140$ км, $H=55-70$ км (рис. 1). Эти комплексы имеют геохимические параметры, отвечающие островодужным магмам. Несколько южнее, в районе Кроноцкого перешейка, известны

миоценовые лавы с внутриплитными геохимическими характеристиками [4, 5], для них $L=140$ км, $H=70$ км (βN_1 на рис. 1). Современные петрологические и геодинамические модели объясняют расположение и геохимические особенности четвертичных вулканитов ЦКД [1, 10], в частности, Г.П. Авдейко с соавторами [1, 2] показал, что глубина до зоны субдукции под современным вулканическим фронтом достаточно стабильна для всей Восточной Камчатки и Курильской дуги (105-115 км). Однако существующие модели не объясняют резкого изменения пространственного расположения вулканических центров во времени.

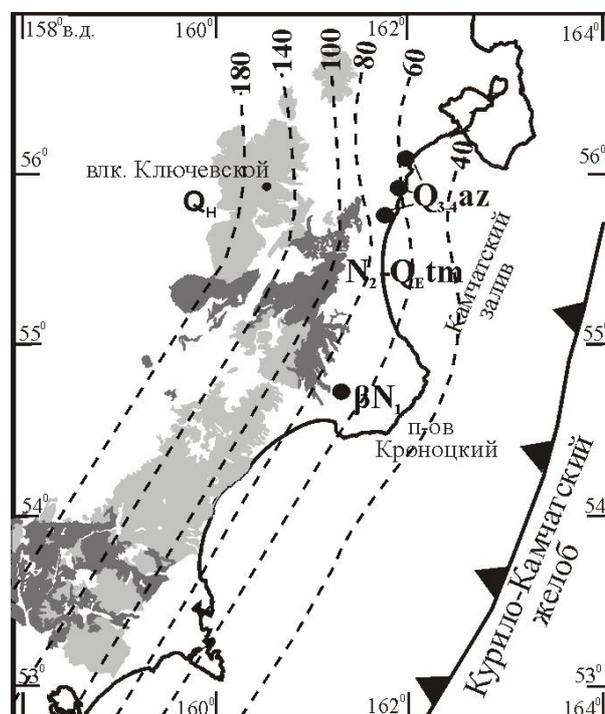


Рис. 1. Расположение плиоцен-четвертичных вулканических комплексов Восточной Камчатки. Примечание: прерывистыми линиями показаны глубины до субдуцируемой Тихоокеанской плиты по [8].

Расположение островодужных вулканических центров зависит от

нескольких параметров – угла наклона погружающейся плиты, скорости погружения плиты и ее возраста (с которым связана температура и мощность слэба). По данным E.M. Sygacuse и G.A. Abers [11], которые обобщили информацию по 839 вулканическим центрам, глубина от них до верхней поверхности сейсмофокальной зоны меняется от 65 до 130 км. Авторы пришли к выводу, что положение вулканического фронта связано не с определенной глубиной дегидратации, а с температурной структурой мантийного клина и геометрией слэба.

Для рассматриваемого северного сегмента Восточно-Камчатского вулканического пояса геометрические параметры зоны субдукции не могли существенно измениться в достаточно короткий промежуток времени. Угол наклона субдуцируемой плиты, скорость ее погружения и возраст можно принять постоянными для каждого конкретного поперечного сечения зоны субдукции. Следовательно, причиной поперечной миграции вулканических центров должен быть другой параметр, который достаточно быстро может меняться во времени. Таким параметром может быть температурная структура субдуцируемой плиты, поскольку в рассматриваемом сегменте субдуцируемая под Камчатку Тихоокеанская плита осложнена поднятием Обручева (северным фрагментом Гавайско-Императорской подводной вулканической цепи).

Одним из вариантов объяснения наблюдаемой картины может быть наличие магматических очагов в составе субдуцируемой плиты. Именно они могут быть причиной температурной неоднородности слэба. Недавно Н. Хирано с соавторами [9] показал, что вблизи зоны субдукции на расстоянии более 400 км от нее на древней (достаточно мощной) океанической плите могут формироваться небольшие щелочнобазальтовые вулканы, возникающие за счет декомпрессионного плавления в астеносфере в зоне изгиба плиты при приближении к желобу. Такие вулканы могли формироваться на Тихоокеанской плите, движущейся к

Камчатке, в те моменты, когда к зоне деформаций подходили участки с увеличенной мощностью. Первым таким моментом могло быть приближение к Камчатке Кроноцкой палеодуги (в пассивном состоянии в составе Тихоокеанской плиты) (в соответствии с моделью М.Н. Шапиро и А.В. Ландера [7]). Щелочной магматизм небольшого объема проявился 10-15 млн. лет назад на западном склоне Кроноцкой палеодуги в обстановке подводного терригенного осадконакопления (в Тюшевском бассейне). Впоследствии Кроноцкая дуга была причленена к Камчатке [7], а выходы щелочных лав оказались между образованиями Кроноцкой палеодуги и Восточно-Камчатским вулканическим фронтом. Т.е., в соответствии с моделью автора данного доклада, щелочные базальты Кроноцкого перешейка не связаны с современной зоной субдукции, а сформировались на Тихоокеанской плите до причленения Кроноцкой палеодуги к Камчатке. Для Камчатки такой тип вулканизма можно назвать предколлизийным.

После причленения Кроноцкой палеодуги начал развиваться Восточно-Камчатский вулканический пояс, связанный с современной зоной субдукции [2]. В плиоцен-эоплейстоценовое время под Камчатку погружалась Тихоокеанская плита обычной (не увеличенной) мощности, этому времени соответствует вулканизм известково-щелочного типа (тумрокский плиоцен-эоплейстоценовый комплекс, возраст – около 2 млн. лет по палеомагнитным данным). Магматизм, с которым связаны моногенные конуса ажабачского комплекса вблизи побережья Камчатского залива, можно объяснить погружением в зону субдукции гипотетических магматических очагов, существовавших на субдуцируемой Тихоокеанской плите. Это наименее обоснованный элемент в модели автора, поскольку мы не знаем характеристик субдуцировавшей части плиты, и не можем сказать, несла ли она на себе более северные фрагменты Гавайско-Императорской цепи, повышавшие ее

мощность. Если такие фрагменты были, то при приближении к зоне субдукции при изгибе плиты могли образоваться небольшие щелочные вулканы (их следы могут присутствовать в современной аккреционной призме Камчатки, а магматические очаги погрузились в зону субдукции в составе плиты). Такая модель позволяет объяснить не только сам факт формирования вулканов в аномальной близости к глубоководному желобу (и в 55-65 км над поверхностью субдуцируемой плиты), где невозможен обычный островодужный вулканизм, но и некоторые петрогеохимические особенности комплекса. В частности, высокая магнезиальность базальтов ажабачского комплекса может быть обусловлена высокими степенями плавления мантии (субдуцировавшие магматические очаги служат «горелкой», которая подогревает нависающий мантийный клин), а повышенная калиевоность пород связана с обогащением калием флюида, поднимающегося из этих очагов. С существованием разогретых участков в субдуцировавшей Тихоокеанской плите может быть связан и аномально высокий объем голоценового вулканизма ЦКД.

Выводы:

- щелочные базальты Кроноцкого перешейка образовались на западном склоне Кроноцкой палеодуги до ее приращения к Камчатке в результате декомпрессионного плавления астеносферной мантии;

- поперечная плиоцен-четвертичного вулканизма Восточной Камчатки связана с температурными неоднородностями субдуцируемой Тихоокеанской плиты;

- образование магнезиальных базальтов ажабачского комплекса на побережье Камчатского залива связано с погружением в зону субдукции гипотетических магматических очагов в структуре Тихоокеанской плиты;

Приведенные рассуждения основаны, прежде всего, на данных о возрасте и размещении вулканических комплексов, поскольку геохимические данные для

древних комплексов недостаточны и не позволяют восстановить геодинамические параметры палеозоны субдукции

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 09-III-A-08-428) и гранта РФФИ-Восток № 09-05-98591.

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магнообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006, Т. 14, № 3, С. 249 – 267.
2. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника 2002, № 4, С. 64-80.
3. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника 1999, № 5, С. 15-34.
4. Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканы полуострова Кроноцкого (Камчатка) // ДАН СССР, 1973, Т. 211, № 3, С. 682-685.
5. Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН, 1994, Т. 335, № 5, С. 626-629.
6. Успенский В.С., Шапиро М.Н. Позднечетвертичный ареальный вулканизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вулканол и сейсмол., 1984, № 3, С. 57-65.
7. Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338 – 344.
8. Gorbатов A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research, 1997, V. 102(B8), pp. 17883-17898.
9. Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al. Volcanism in Response to Plate Flexure // Science, 2006, V. 313, pp. 1426-1428.
10. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology, 2005, V. 33, N 1, pp. 25-28.
11. Syracuse E. M., Abers G. A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2006, V.7, N5, Q05017, doi:10.1029/2005GC001045.

ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ)

Сакулина Т.С., Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.

*Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия
(sakoulina@sevmorgeo.com)*

Введение

Курильская островная дуга и сопряженный с ней одноименный глубоководный желоб являются своеобразным геодинамическим полигоном, результаты изучения которого существенно влияют на формирование не только общих представлений о развитии Тихоокеанского региона, но в значительной мере и глобальных концепций эволюции планеты в целом. Вследствие этого каждое новое пересечение этой классической тектонопары представляет интерес, выходящий далеко за пределы региональных потребностей. Этот интерес вызван в немалой степени тем обстоятельством, что Курильский желоб в ряде широко известных публикаций, в частности, принадлежащих О.Г.Сорохтину, рассматривается в качестве показательного примера проявления субдукционных процессов [3].

Опорный профиль 1-ОМ, отработанный в Охотском море в 2008 – 2009 годах в рамках общенациональной программы регионального изучения по сети опорных профилей глубинного строения Российской Федерации, помимо решения главных задач в задуговой области принес новые данные о глубинном строении островной дуги и примыкающего к ней отрезка глубоководного желоба (рис. 1). Полученные данные позволяют с новых позиций рассмотреть структуру и эволюцию этой эталонной в геодинамическом отношении области. Изложению этих новых данных посвящено настоящее сообщение.

Геофизические наблюдения в этой части профиля 1-ОМ были проведены методом МОВ-ОГТ, выполненных с применением мощного пневматического

источника упругих колебаний и

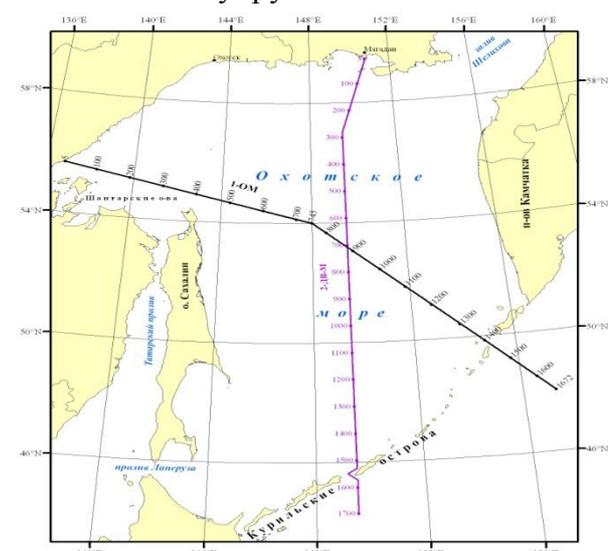


Рис. 1. Схема расположения опорного профиля 1-ОМ в Охотском море

многоканального приёмного устройства, обеспечивающего приём отраженных волн во временном интервале до 16 с. Обработка полученных данных позволила осветить разрез земной коры обеих геоструктур на всю мощность, расчленить его на ряд сейсмокомплексов и дать каждому из них амплитудно-частотную и кинематическую характеристику (рис. 2).

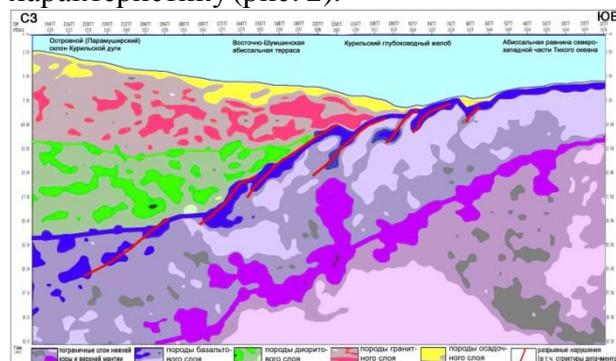


Рис. 2. Глубинный разрез Курильской островной дуги по профилю 1-ОМ

На этом рисунке виден осадочный слой, консолидированная кора, в которой местами уверенно прослеживаются границы раздела отдельных коровых слоёв, и подкоровый субстрат, отделяющийся слабо выраженной поверхностью, сопоставляемой с границей М. Общей чертой выделенных структур является их асимметричность в перечном сечении и существование латерального тренда в свойствах различных слоёв коры, придающего этим чертам асимметрии закономерную упорядоченность.

В геоморфологическом отношении северо-западный (островной) и юго-восточный (океанский) склоны желоба заметно различаются. Островной склон представляет собой почти равномерно наклонённую поверхность, расчленённую непротяженными, но довольно четко выраженными террасовидными уступами на несколько более крутосклонных отрезков. Глубины моря возрастают от первых сотен метров на вершине Курильской гряды (до максимальной величины 7880 м в осевой зоне желоба. Террасы фиксируются на глубинах 3250; 4350; 5000; 5400; 5800; 6780 и 7300 м. Наиболее широкие террасы приурочены к глубинам 5400 – 5800 м и объединены в Восточно-Шумшинскую террасу, которая служит симметричным аналогом абиссальной равнины, расположенной на такой же глубине к ЮВ от желоба. На глубинах 3250 и 6780 м террасы имеют обратный уклон, присущий оползневым структурам, смещенным по листрическим сбросам.

Уклоны морского дна в верхней части склона (выше Восточно-Шумшинской террасы) колеблются в пределах $4^{\circ} \div 4^{\circ} 50'$, и соответствуют предельным (в субаквальных условиях) углам естественного откоса для терригенных пород псаммитовой размерности. Ниже по склону они возрастают до $10^{\circ} 10'$, отражая преобладание более плотных пород. Рельеф океанского склона более расчлененный. Глубины моря меняются от максимальных в оси желоба до 5000 м на расстоянии 50 км от неё. Наклон поверхности уменьшается в том же направлении от $2^{\circ} 45'$ до $1^{\circ} 30'$, а на непротяженных участках повышаются до

$12^{\circ} \div 14^{\circ}$. Эти крутосклонные уступы ограничивают две однотипных депрессии рельефа, которым в тектоническом отношении соответствуют грабены. Один из них образует центральную часть глубоководного желоба, а другой осложняет его юго-восточный борт.

Центральный грабен имеет ширину 15 км, глубину около 500 м и асимметричный поперечный профиль. Плоское дно грабена шириной около 6 км располагается на глубине 7790 - 7800 м. В средней части дно грабена осложнено провалом глубиной около 80 м и протяжностью 2 км, который в тектоническом отношении также является грабеном, а в морфологическом – дном всего желоба. Крутосклонные поверхности, ограничивающие центральный и малый грабены, падают навстречу друг другу и, видимо, соответствуют граничным разломам.

Второй грабен, находящийся мористее, имеет ширину 7 км и глубину $\sim 260 \div 280$ м. Он также асимметричен, но северо-западный борт здесь более крутой, чем юго-восточный (соответственно $30^{\circ} \div 35^{\circ}$ и $14^{\circ} \div 15^{\circ}$). Дно грабена в СВ части осложнено таким же провалом, как и центральный грабен.

Грабены обладают масштабным самоподобием: они имеют одинаковое отношение глубины к протяженности, равное $\sim 0,040 \div 0,045$, что можно считать указанием на однотипность тектонического механизма. Морфологические свойства грабенов указывают на преобладание режима растяжения при их формировании.

Рельеф абиссальной равнины, прилегающей к желобу, более пологий и простой. В двух местах выявлены уступы высотой $\sim 50 \div 70$ м, видимо отражающих наклонные сбросы, плоскости которых падают в сторону желоба.

Осадочный разрез островного склона характеризуется слабой выдержанностью всех параметров, тогда как разрез абиссали, напротив, сохраняет свои черты почти на всем отрезке профиля мористее желоба. Граница между этими разнотипными разрезами проходит по оси желоба, где на двухкилометровом отрезке морского дна

осадки присутствуют в мощностях порядка 100 м.

В сейсмофациальном отношении разрез островного склона характеризуется преобладанием хаотичной сейсмической записи, на фоне которой местами видны признаки клиноформной макротекстуры. Наличие косослоистых фаций уверенно связываются с отложениями, основным способом транспортировки которых является сальтация. Мощность осадочного разреза в верхней части островного склона составляет $3\div 3,5$ км, в пределах террасы сокращается до $1,0\div 1,5$ км, а в нижней части склона колеблется в пределах $2,2\div 2,5$ км. Величина пластовых скоростей в осадочных породах постепенно повышается от 1,9 км/с на поверхности дна до значений 5,1 км/с у подошвы. Градационное нарастание скорости с глубиной указывает на преобладающий терригенный состав пород и относительно низкую степень их метаморфизма и/или дислоцированности.

В пределах *океанического борта* Курильского желоба и примыкающей к нему абиссальной равнины осадочный слой выдержан по мощности, которая постепенном нарастает от первых десятков метров у оси желоба до 500 м. Эту картину дополняют спокойные условия залегания. Для разреза характерны горизонтально слоистые сейсмофации с выраженными признаками облекания неровностей кристаллического ложа. В нем прослеживаются три пачки пород, которые уверенно коррелируются с разрезом скв. 192 проекта DSDP, расположенной на своде возвышенности Обручева в 225 км от оси Курильского желоба.

Верхняя пачка мощностью около $130\div 140$ м характеризуется набором горизонтальных высокоамплитудных отражений, синфазно прослеживаемых по всей длине склона желоба и периферии абиссальной равнины. Сопоставление этой картины с разрезом скв. 192 позволяет полагать, что разрез данной пачки представлен в основном неуплотненными диатомовыми и тонкоалевритистыми илами. Материалы донного опробования, выполненного во время 15-го рейса НИС

"Каллисто", показывают, что осадки такого состава широко развиты на морском дне в этой части Тихого океана [1]. С учетом этих данных рассматриваемая пачка датируется плиоцен-четвертичным возрастом. Скорость осадконакопления оценивается этими авторами примерно в 30 мм/1000 лет.

Ниже без признаков несогласия располагается *слоистая пачка*, мощность которой нарастает в мористом направлении от 160 м в верхней части борта желоба до 370 м в абиссальной равнине. Она состоит из чередования сильных горизонтальных отражений, образующих пачки мощностью $60\div 90$ м, и полупрозрачных интервалов со слабо выраженной слоистостью. На отдельных участках наблюдается косая слоистость с падением клиноформ в сторону океана, что указывает на снос терригенного материала с северо-западного направления. На борту желоба слоистость становится менее заметной, появляются волнистые фации, мощность пачки заметно сокращается и в осевой зоне желоба она не выделяется. Подошвой здесь служат породы верхней части консолидированной коры, тогда как в пределах абиссальной равнины она подстилается нижележащей пачкой осадочных образований.

В пределах обоих грабен в разрезе этой пачки выделяются два однотипных участка прослеживания серии ровных наклонных сейсмофаций, падающих в сторону оси желоба. В разрезе скв. 192 рассматриваемой пачке соответствуют уплотненные глинистые и глинисто-диатомовые илы, состоящие на 75% из терригенного и на 25% из биогенного материала, отнесенные к миоцену. Мощность миоценовых илов в скважине 362 м, что хорошо совпадает с сейсмическими данными, полученными на профиле 1-ОМ. Скорость осадконакопления оценивается в $40\div 45$ мм/1000 лет [1].

Основание осадочного разреза слагает пачка отложений, менее выдержанная по простираению, чем вышележащие. На склоне желоба она полностью выпадает из разреза, а в абиссальной равнине представлена серией отрывочных, неровных, наклонных, местами хаотичных отражений, в целом

похожих на рассмотренные выше сейсмофации островного склона. Мощность пачки растет в юго-восточном направлении, достигая на конце профиля 170÷190 м. В скв. 192 этой пачке соответствует интервал разреза мощностью 132 м, сложенный известковыми осадками, которые залегают непосредственно на базальтовом фундаменте и датируются широким возрастным диапазоном от нижнего маастрихта до верхнего эоцена и, возможно, олигоцена. Внутри этого интервала выделено стратиграфическое несогласие, вызванное перерывом в осадконакоплении длительностью 15 млн лет, охватившем конец маастрихта, весь палеоцен и, возможно, часть раннего эоцена. Выше несогласия вскрыты мелководные фации среднего и верхнего эоцена. В разрезе, освещенном профилем 1-ОМ, признаков этого предэоценового несогласия не замечено, разрез выглядит непрерывным и, вероятно, поэтому он на 60 м мощнее (за счет отсутствующих в скважине палеоценовых отложений). Подошву пачки образует пакет сильных неровных отражений, которые отнесены к фундаменту.

Таким образом, полученный сейсмический разрез показал, что подошва осадочного комплекса диахронна и омолаживается по направлению к желобу. На удалении 50 км от оси желоба на базальтовом ложе залегают маастрихтские отложения, а в осевой зоне желоба – отложение не древнее плиоцена. Из этого следует, что на этом расстоянии возраст подошвы слоя осадков уменьшается на 65 Ма.

Консолидированная кора освещена профилем на всю мощность, но информативность полученных данных в этой части разреза заметно ниже и ограничивается выделением зон повышенной гетерогенности, или мутности по Н.А. Караеву [4]. Прослеживание зон с повышенной мутностью по профилю позволило наметить несколько границ раздела, из которых верхняя достаточно уверенно сопоставляется с кровлей консолидированной коры (кристаллическим

фундаментом), а нижняя - с поверхностью М. Толщина консолидированной коры, закономерно сокращается по линии профиля от 24÷30 км под островной дугой до 12÷14, под желобом и 7÷9 км под абиссальной равниной.

Вместе с утонением коры закономерно меняется и её структура. Под островной дугой внутри консолидированной коры в интервале глубин 17÷23 км намечается две слабых, «теневых» границы, нижняя из которых условно сопоставляется с кровлей базитового слоя коры, а верхняя – столь же условно - с разделом между верхним, гранитно-метаморфическим и средним, диоритовым слоем (рис. 2). На рисунке видно, что по мере приближения к оси Курильского желоба все выделенные зоны повышенной мутности закономерно воздымаются, а граница, сопоставляемая с кровлей базитового слоя, поднявшись почти до поверхности морского дна, прослеживается далее вполне уверенно под чехлом осадков как кровля консолидированной океанической коры. Глубина залегания этой границы постепенно меняется от 16÷18 км под Восточно-Шумшинской террасой до 8÷10 км под желобом. Все вышележащие слои коры с приближением к оси желоба утоняются и выклиниваются. Таким образом, профиль показывает переход толстой многослойной коры континентального типа, наблюдаемой под островной дугой, в тонкую двухслойную кору океанического типа под абиссальной равниной. На относительно коротком отрезке профиля, где этот переход наиболее резок (под Восточно-Шумшинской террасой и глубоководных желобом) данная граница отличается неровным волнообразным рельефом, образуя поднятия и депрессии амплитудой 1,5÷2,0 км и шагом между экстремумами 7÷9 км.

Наклонное залегание этой коровой границы, приуроченность неровностей её рельефа к зоне сочленения апикальной части островного склона со склоном желоба, а также наличие признаков дихотомирования границы на участках, где она образует депрессии, позволяет говорить

о значительном вкладе тектонической расчлененности в формирование наблюдаемой волновой картины. В таком случае неровности рельефа рассматриваемой коровой границы можно связать с явлениями детачмента по серии наклонных ремагических границ, пересекающих нижний слой земной коры.

Поверхность М на всем протяжении профиля отражается полосой повышенной мутности и полого воздымается в направлении от островной дуги к океану. С учетом вышесказанного глубинная структура Курильского желоба и его ближайших окрестностей разделяется на три отрезка. Западный представлен структурами Парамуширского островного склона, консолидированная кора которого имеет мощность 30-32 км и состоит из полного набора слоёв, свойственных континентальному типу. Осадочный слой достигает толщины 5 км, верхний слой консолидированной коры имеет мощность около 15 км, а на долю нижнего слоя приходится 10-12 км. Общей тенденцией перечисленных слоёв выступает постепенное сокращение их мощности с приближением к глубоководному желобу.

Центральный отрезок профиля составляет собственно глубоководный желоб, кора которого фактически однослойная представлена базальтовым слоем, перекрытым маломощным (около 100 м) чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Третьим фрагментом является окраина абиссальной равнины северо-западной части Тихого океана с типично океаническим типом земной коры, возраст которой увеличивается по мере удаления от оси желоба.

Итак, общей чертой всех перечисленных составных частей структуры глубоководного желоба является доминирующий геодинамический режим растяжения, который выражается в морфологии грабенов и отсутствии признаков коллизионного смятия осадочных отложений. Глубинная структура желоба, детально исследованная в смежном районе [2], также не содержит прямых свидетельств сжимающих напряжений. При

отсутствии прямых признаков субдукционных процессов остается заключить, что закономерная приуроченность эпицентров землетрясений к плоскости, именуемой зоной Вадати-Заварицкого-Беньофа, обусловлена не погружением океанической литосферной плиты под континентальную, а встречным движением – всплытием пластичного субстрата нижней коры и верхней мантии из-под вышележащих, сравнительно жестких слоев коры островной дуги. В пользу этого вывода говорит относительная молодость глубоководного желоба, о чем можно судить по наличию признаков сальтационного сноса терригенного материала в абиссальную равнину Тихого океана с западного направления, транзитом минуя современную структуру желоба. Аналогичный вывод был сделан ранее на основании анализа состава глинистых минералов неогеновой осадочной толщи возвышенности Обручева и одновозрастной осадочной толщи Командорской котловины Берингова моря [1]. Эти авторы отметили, что снос кластитов с Азиатского континента был бы невозможен, если в то время существовали бы седиментационные ловушки в виде Курило-Камчатского и Алеутского желобов и если возвышенность была бы в то время удалена от континента примерно на 800 км, как это следует из построений, основанных на допущении механизма субдукции в зоне Курило-Камчатского желоба со скоростью 7,5 см/год.

Литература

1. Васильев В.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б. Геологическое строение Северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблемы расширения и пульсации земли М.: Наука. 1984. с. 141 – 149.
2. Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кислинг Э. Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // Доклады АН, 2005, том 404, 3 5, с. 678 – 683.
3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли М.Изд-во МГУ.2002. – 560 с.

4. Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков (развитие идей академика Г.А. Гамбурцева) // Под редакцией Н.А. Караева, М.Л. Вербы, А.Д.

Павленкина и Г.Я. Рабиновича. С-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика – ВНИИОкеангеология, 2003, 224 с

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ТРАНСМАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ ПО ИМПУЛЬСНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ЭМИССИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Саломатин В.Н.

*Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь,
(maksota@mail.ru)*

Основным элементом газотранспортной системы являются магистральные и распределительные газопроводы, имеющие огромную протяженность в разных регионах России и Украины. Пересекая различные климатические пояса и формы рельефа, геодинамически активные зоны, трубопроводы подвергаются механическим и химическим воздействиям, деформациям и разрывам. В последнее десятилетие участились случаи разрывов магистральных газопроводов, что создает чрезвычайно опасную ситуацию для жизни людей, нарушает стабильную поставку газа потребителям и угрожает экологической безопасности. Причиной этому является, с одной стороны, физический износ трубопроводов, с другой стороны активное проявление современных экзогенных геологических процессов – оползней, карста, суффозии, просадок и т.д. В местах пересечений активных тектонических нарушений, особенно первого и второго порядка, трубопроводы подвергаются агрессивному химическому воздействию эманулирующих газов, подземных вод, грунтов, а также механическим перемещениям, изгибам, кручению[3].

В инфраструктуре топливно-энергетического комплекса Украины особую роль играет система газоснабжения. Через территорию Украины проходят более 35000 км магистральных и распределительных газопроводов, из них 2000 км требуют капитального ремонта. С каждым годом увеличивается опасность возможных разрывов газопроводных ниток что может привести к крупным катастрофам. Имеющиеся в настоящее время разработки методические и аппаратурные, а также

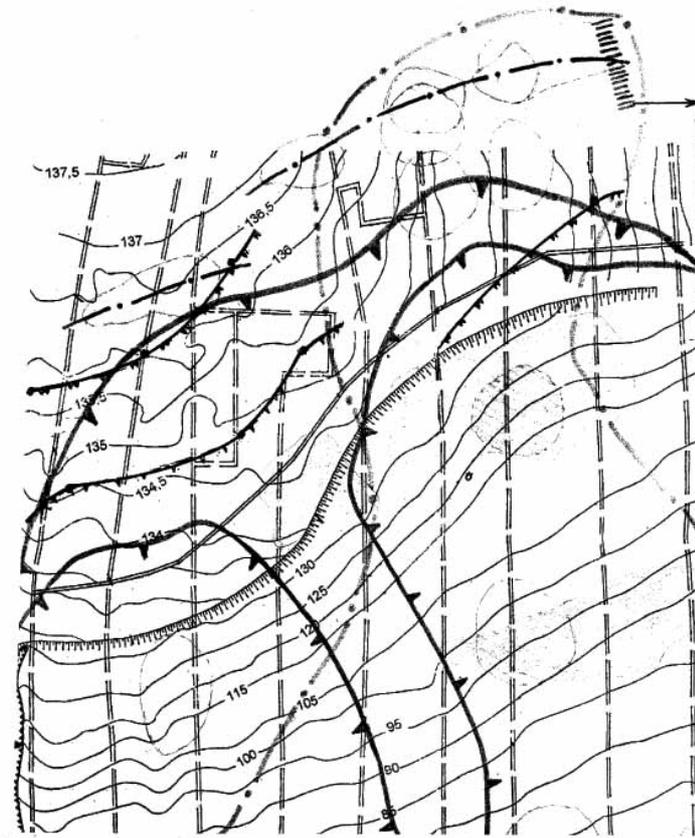
накопленный за многие годы опыт исследований в разных регионах Украины и России позволяют предложить решение этой важной государственной проблемы. Она, безусловно, касается не только газопроводов, но и других трубопроводов, подземных хранилищ газа (ПХГ), компрессорных станций (КС), каналов, тел плотин и прочих ответственных сооружений.

Нитки газопроводов пересекают, нередко, оползневые и оползнеопасные склоны. Оползни тяготеют часто к зонам динамического влияния разрывных нарушений и являются результатом перераспределения напряжений в породном массиве. Напряжения передаются конструктивным элементам и трубам. Оценка напряженно-деформированного состояния (НДС) пород является одним из важнейших вопросов при прогнозировании устойчивости склонов и трубопроводов. Импульсная электромагнитная эмиссия, возникающая на самых ранних стадиях изменения напряженного состояния минералов-диэлектриков и содержащих их горных пород в условиях естественного залегания является прогностическим критерием развития микро-макродоформаций, нарушения сплошности массива и его подвижек [1,2,4].

Исследования, проводимые в течение ряда лет на участке КС в Голятине и на территории Богородчанского ПХГ Ивано-Франковской области, при реконструкции газопроводов «Моздок – Тбилиси, ДУ -700» и «Северный Кавказ – Закавказье, ДУ – 1200», на территории Ставропольского ПХГ и правом оползневом склоне р. Камы, где проходят 9 ниток газопроводов Ямбург-Помары-Ужгород (Ужгородский коридор) в районе

г. Сарапул и в других регионах выявили сложную структуру полей напряжений,

динамику опасных геологических процессов.

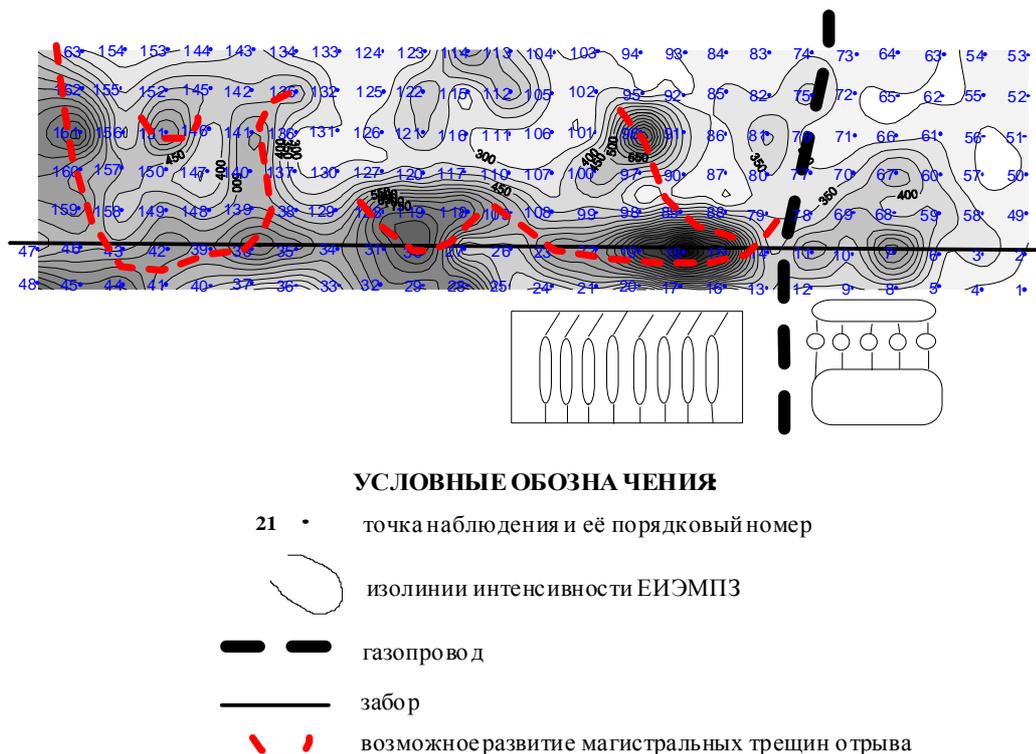


Условные обозначения:

-  - Граница оползневой блока и его основных элементов 2003 г. (по данным оползневой съемки)
-  - Положение области наибольшей активизации оползневой массы, август-сентябрь 2003г. (по данным комплексного структурно-геодинамического картирования)
-  - Участки аномальных значений напряженного состояния оползневой тела (по данным радиоволновой съемки август 2003 г.)
-  - Прогнозируемые участки наибольшей оползневой опасности по данным:
 -  электроразведки
 -  сейморазведки
 -  газовой съемки
-  - Прогнозируемое положение фронта развития оползневой

Рис. 1 Карта оползневой опасности на правом берегу р. Кама

Карта-схема интенсивности ЕИЭМПЗ



2

Рис. 2 Карта-схема интенсивности ЕИЭМПЗ на участке Голятин в Ивано-Франковской области

По материалам комплексных исследований, проведенных на многих объектах Газпрома в разных регионах Украины и России, можно сделать вывод, что наибольшую опасность для газотранспортных систем представляют гравитационные процессы. Они, в свою очередь, являются результатом перераспределения напряжений в массиве горных пород. Перераспределение напряжений связано с разными факторами, как эндогенными (неотектонические движения, землетрясения, ротационные движения Земли), так и экзогенными (оползни, эрозия, суффозия и др.). Определяющими, при этом, являются геолого-гидрогеологические условия и рельеф. Исследование физических полей с помощью геофизических методов - старых традиционных и новых, сравнительно недавно разработанных и признанных, модифицированных дает возможность на качественно новом уровне решать задачи по прогнозу природно-техногенных (экологических) катастроф.

Учитывая специфические особенности трансмагистральных газопроводов и других подобных сооружений (огромная протяженность, пересечение разных геодинамических активных зон, орографические условия и т.д.), предлагаются следующие рекомендации:

Работы необходимо проводить поэтапно.

ПЕРВЫЙ ЭТАП - трасса газопровода разбивается на отдельные региональные отрезки, по которым изучаются фондовые материалы об инженерно-геологических изысканиях, опубликованные материалы по геологии, тектонике, геоморфологии. На данном этапе следует просмотреть и продешифровать аэрофотоснимки вдоль трасс. Особенно полезную информацию дают разновременные снимки одной и той же территории, т.к. на них четко прослеживается динамика экзогенных геологических процессов.

ВТОРОЙ ЭТАП - рекогносцировочное обследование участков со сложными инженерно-

геологическими условиями, выявление опасных геологических процессов и масштабов их проявлений, описание состояния трубы. Желательно эти работы проводить совместно с линейными наблюдателями-обходчиками.

Одновременно анализируются условия для постановки того или иного геофизического метода. Это важный момент, т.к. природные условия, наличие техносферных помех могут препятствовать применению какого-либо метода. Получаемые результаты могут быть недостоверными, что исказит их интерпретацию. Особое внимание следует уделять таким процессам и явлениям, как оползни, обвалы, сели, эрозия, суффозия, карст, просадочность [5].

ТРЕТИЙ ЭТАП– комплексные повторные исследования на опасном для газопровода участке. Сначала проводится морфометрическая съемка, картируются на топооснове м-ба 1:500-1:1000 трещины, пустоты и другие морфоэлементы, разбиваются профили, точки наблюдений для разных методов в соответствии с их методическими требованиями. Повторные исследования характеризуют активность процессов, а по наблюдаемым изменениям оконтуриваются границы их возможного дальнейшего развития. Интенсивность электромагнитной эмиссии по количеству поступающих сигналов в единицу времени является надежным критерием изенения НДС.

Результирующим документом является карта опасности, на которой показываются современные активные процессы и явления и места потенциально возможных их проявлений (рис.1,2).

На этом этапе в заданных точках бурятся наблюдательные скважины, в

которых устанавливаются антенны-датчики для регистрации на разных глубинах, например, импульсного электромагнитного излучения, глубинные реперы или поверхностные марки-маяки для фиксации смещений, уровнемеры для воды и т.д. Все регистрируемые параметры с помощью современных технических средств могут обрабатываться и передаваться на центральный пункт приема и окончательной обработки данных. По существу это и есть аппаратно-методический комплекс (АМК) пространственного и временного прогноза развития опасного процесса.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Изв. Ан СССР, геол. и геоф., 1970, №12, 3-14с.
2. Воробьев А.А. Прямое преобразование механической энергии в электрическую на основе дефектной структуры твердого тела Ч II. Деп.ВИНИ Томск, 1976. 158с.
3. Рудько Г.И., Саломатин В.Н. Оперативный контроль состояния магистральных трубопроводов в Карпатах бесконтактными методами. В сб. материалов научно-практической конференции «Экологические проблемы и перспективы развития магистральных трубопроводов». Ужгород 1997г. с. 55-58.
4. Саломатин В.Н., А.А.Воробьев Постановка метода изучения естественного импульсного электромагнитного поля при искусственной активизации оползневого процесса. Разведочная геофизика: теория, метод, результаты Киев, 1984, с.120-127.
5. Трофимов В.Т., Зилинг А.Г. Экологическая геология. М., ЗАО «Геоинформмарк», 2002г. 415с.

КОМПЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЕИЭМПЗ НА ВОДОХРАНИЛИЩЕ БЕНИНАР В ИСПАНИИ

Саломатин В.Н.

Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь,
(maksota @ mail.ru)

Метод естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), основан на явлении генерирования электромагнитных импульсов минералами-диэлектриками и содержащими их горными породами в переменном поле механических напряжений. Теоретические и практические основы его были заложены в 50—70-х годах прошлого столетия профессором из Томска А.А.Воробьевым и руководимой им школой [1]. Метод ЕИЭМПЗ был включен в СНИП б. Союза (справочное приложение 1.02.07-87). В настоящее время в Украине он включен в ДБН А.2.1-1-2008 (официальное издание) и применяется по шести различным направлениям:

- -инженерной геологии;
- -горном деле;
- -поисковой и разведочной геологии;
- -структурной геологии;
- -в строительном деле;
- -при медико-биологических исследованиях.

Наибольшее применение метод получил при решении инженерно-геологических задач и, в частности, на гидротехнических объектах. Емкость современных водохранилищ достигает десятков и сотен миллионов кубических метров. На территории СНГ эксплуатируется в настоящее время более 1000 крупных водохранилищ общей емкостью около 830 млрд.м³. Высота многих плотин достигает 300 и более метров. Возведение таких плотин - сложная инженерная задача, требующая получения полных и надежных сведений об инженерно-геологических условиях участка строительства с прогнозированием опасных геологических процессов,

которые могут возникнуть при эксплуатации плотин.

По свидетельству президента испанской фирмы TINGSA Carlos M. Ordones Peres в Испании насчитывается 1000 крупных плотин из железобетона и естественных материалов. Располагаясь в сложных инженерно-геологических условиях многие из них требуют постоянного контроля за состоянием тел плотин, склонов водохранилищ, конструктивных элементов.

В 2009г по договору с фирмой были проведены исследования на плотине и склонах водохранилища Бенинар в провинции Альмерии. Водоохранилище и плотина находятся на южном склоне горного массива Сьерра Невада Иберийской Кордильеры. В геологическом строении принимают участие пермь-триасовые мраморовидные известняки, конгломераты и филлиты. Филлиты листоватые, чешуйчатые с обилием мусковита и серицита использовались при сооружении плотины как противофильтрационный материал, напорное укрепление сложено известняками и намывными четвертичными отложениями. В обнажениях отчетливо видна тектоническая раздробленность отложений, ожелезненность и обожженность по трещинам известняков и мраморов

Плотина работает с 1988г, его объем составляет 70 кубических гектометров. Необходимо было решить следующие задачи:

- оценка напряженно-деформированного состояния (НДС) тела плотины и зон примыканий;
- оценка НДС оползневого правого склона;

- оценка напряженного состояния подземных галерей;
- зондирование скважин;
- обнаружение возможных утечек в теле плотины и на дне водохранилища.

Благодаря оперативности метода все задачи были решены в сравнительно короткий, месячный срок.

Первоначально было проведено рекогносцировочное обследование участка, выбраны нуль-пункты и произведена разбивка и привязка профилей. При измерении ЕИЭМПЗ применялся хорошо известный в геофизике способ многоотсчетного профилирования. Профили располагались по гребню и бермам, а также вдоль склона. Точки измерений ЕИЭМПЗ размещались на профилях на расстоянии 5 м друг от друга. Для измерений импульсов ЕИЭМПЗ использовался прибор типа «Адонис-32М», опытная серия которого выпущена в 2001 г. в НАПКС. Прибор является новой модификацией, имеет объем памяти 32 Кб, подключается к компьютеру для последующей обработки данных. Предшествующая модификация прибора «Адонис-32» прошла аттестационные испытания в 2000г на полигонах Великобритании. На каждой точке наблюдений производилась серия отсчетов

из 7 значений. Параметры регистрации (время дискретизации, диапазон чувствительности, направленность антенны) во время всей работы на конкретном участке оставались одинаковыми. Направленность антенны определялась на нуль-пункте путем круговой развертки вне активных помех [4]. После обработки материалов были построены графики интенсивности ЕИЭМПЗ по профилям. Всего на плотине исследования проводились по 9 профилям. При более высокой чувствительности прибора позднее были проведены повторные исследования вдоль гребня и в областях примыканий. Точки регистрации ЕИЭМПЗ размещались, при этом, через 10м.

Аномалии выделялись по превышению значений интенсивности поля относительно фоновых, а по разработанной в 1987г. классификации оценивалось напряженно-деформированное состояние пород в массиве [3]. Подобная оценка является косвенной, но достаточно информативной. Исходя из особенностей механизмов генерирования электромагнитных импульсов, проводится интерпретация полученных результатов.

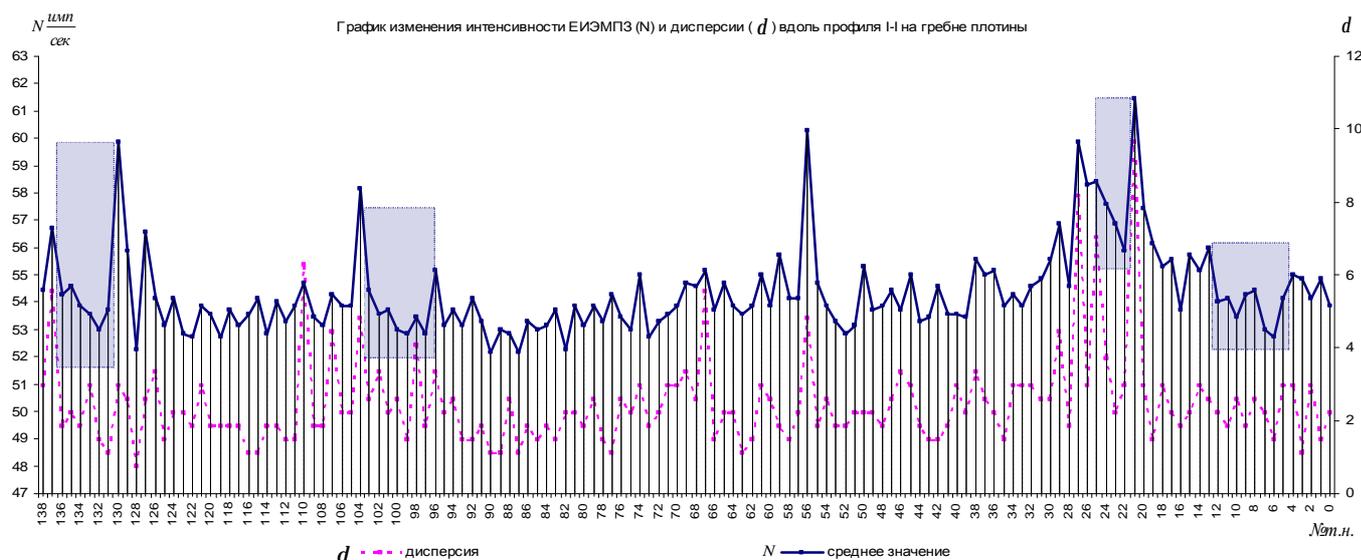


Рис. 1 График изменения интенсивности ЕИЭМПЗ вдоль гребня плотины.

На плотине наблюдается дифференцированный характер электромагнитного импульсного излучения (Рис1). Глубина залегания центра вертикально намагниченной сферы определяется по формуле $x = 2x_0 = 2 \times 20 = 40 \text{ м}$. Она соответствует глубине залегания основного возмущающего очага электромагнитного импульсного поля.

Бермы в верхнем бьефе имеют сходный дифференцированный характер, но более контрастный при приближении к воде. Чередование положительных и отрицательных аномалий связано с наличием напряженных и с релаксированными напряжениями участков. Последние приурочены к трещиноватым, высокопроницаемым зонам, по которым происходит фильтрация воды. Плотина выполнена филлитами, способными к быстрому выветриванию и образованию тонкочешуйчатого материала. При взаимодействии с водой они образуют суглиноподобный или супесчаный материал, чередующийся с крупными глыбами. Все это создает большую неоднородность в строении плотины, формирование сложных полей напряжений. На напряженное состояние плотины оказывают влияние и набросные глыбы известняков разных размеров, тектоническое и гидродинамическое поля напряжений.

На нижнем бьефе плотины напряженность увеличивается снизу вверх. Характерно, что на самой высокой берме увеличивается разброс значений ЕИЭМПЗ. В средней части плотины напряженность заметно увеличивается.

При повторном исследовании в зонах примыканий и на гребне подтвердилась ранее установленная закономерность в распределении напряжений. Наиболее напряженной является правосторонняя зона. Вероятно, это связано с наличием здесь сбросных сооружений. Склон вдоль сбросного лотка находится в устойчивом и нормальном поле напряжений, соответствующим фоновым значениям. Менее напряженной

является левосторонняя зона и примыкающий ступенчатый склон. Гребень характеризуется изменчивым полем напряжений, сменой аномально напряженных зон и зон с релаксированными напряжениями.

Анализируя наиболее напряженные участки, приходим к выводу, что тело плотины находится на момент исследований в ненапряженном состоянии. В основном напряжения носят релаксированный характер, изобилуют трещиноватыми зонами, способными при полном заполнении водохранилища к фильтрации воды.

В зонах примыканий породный массив и конструкции плотины находятся в слабонапряженном или умеренно напряженном состоянии.

На оползневом склоне наблюдается сложная очаговая структура поля напряжений. Оползневыми очагами поражены дороги, подпорные стены, здания и сооружения. Ниже существующей автодороги на склоне развиты открытые зияющие трещины до 0,5 м шириной и достаточно большой глубины. В оползневое смещение вовлечены блоки известняков, щебенисто-суглинистых отложений, конгломератов. Стенки срыва достигают высоты 7-10 м. По деформациям можно предположить о регрессивном характере оползневого процесса. Его активность увеличивается при заполнении и сработке водохранилища. В это время происходит подъем уровня грунтовых вод, увеличивается гидродинамическое поле напряжений, ослабевают прочностные связи пород.

В акватории водохранилища были выявлены зоны повышенной фильтрации, очевидно, связанные с трещиноватыми мраморовидными известняками. Зондирование осуществлялось с помощью герметичного специального электромагнитного зонда. Результаты коррелировались с инклинометрическими наблюдениями.

Ряд высоконапряженных зон были выявлены при исследовании галерей. В таких зонах возможны деформации,

связанные с проявлениями горного давления.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Геология и геофизика. 1970, № 12. С 3-13.
2. Саломатин В.Н., Васильев И.Н., Матов Ш.Р. Опыт регистрации естественного импульсного электромагнитного поля при обследовании Ялтинского гидротонеля. Инж. Геол., №5, 1989. С. 93-98
3. Саломатин В.Н. Закономерности геологических процессов и явлений, их связь с импульсной электромагнитной эмиссией. Докторская диссер., Симферополь, 1987. 412с.
4. Саломатин В. Н., Матов Ш. Р., Защинский Л. А. Методические рекомендации по изучению напряженного состояния пород методом регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ). КИПКС, Симферополь, 1991, 88 с.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ РАЗНОГО НАЗНАЧЕНИЯ**Саломатин В.Н.**

*Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь,
(maksota @ mail.ru)*

Структура любого твердого тела является несовершенной. Особенно это касается естественных природных соединений-минералов и горных пород, представленных в подавляющем большинстве диэлектриками, содержащими всевозможные примеси, заряженные дислокации, поры и прочие дефекты. Внешний источник энергии и поглощение её вызывают возбуждение структуры. Она выходит из равновесного состояния, а избыток энергии может излучаться. Переход структуры из одного состояния в другое происходит при различных преобразованиях, среди которых особый интерес представляют механоэлектрические. В переменном поле механических напряжений происходит возбуждение кристаллической решетки. Минеральный скелет в полускальных и скальных породах первым начинает участвовать в механоэлектрических преобразованиях. В глинистых породах, кроме раскалывания и деформации частиц минерального скелета, в формировании импульсных электромагнитных полей принимают участие и двойные электрические слои (ДЭС). Интенсивная фильтрация жидкости в капиллярах, порах и других полостях также сопровождается поляризацией и возникновением ЕИЭМПЗ. Физическая сущность явлений, формирующих импульсные поля весьма разнообразна. Это и сухое трение, адгезионные и когезионные явления, пьезоэффекты при фазовых переходах. Импульсные электромагнитные поля, окружающие человека, имеют и техногенную природу. Особенно сильно они распространяются от всевозможных искрящих устройств и радиостанций, работающих на этих же частотах, что и природные естественные поля.

Современные представления о природе импульсных электромагнитных явлений были разработаны профессором А.А. Воробьевым в 50-70 гг. прошлого столетия [1]. Им было введено в петрофизике понятие естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), хотя оно упоминалось ранее А.П. Краевым [4]. Естественное импульсное электромагнитное поле Земли создается источниками, располагающимися непосредственно в литосфере и доступно наблюдению на удалениях от них, от первых десятков метров до сотен километров. Источниками ЕИЭМПЗ являются массивы горных пород, в которых под действием механических напряжений разнообразного происхождения происходят необратимые деформации зерен минералов-диэлектриков или капилляров, заполненных электролитом (природной влагой). А.А. Воробьев рассматривал два типа механизмов возмущения электрического состояния геологической среды в источнике: либо её электрическую поляризацию (возникновение избыточного дипольного момента), либо электризацию (появление избыточного заряда).

Поскольку в природных диэлектриках избыточный электрический заряд одного знака индуцирует возникновение заряда другого знака, избыточный дипольный момент возникает всегда, и состояние поляризации является общим свойством источника ЕИЭМПЗ.

Поляризация является главным электрическим свойством диэлектриков. Возникновение электрических дипольных моментов в кристаллах-диэлектриках обусловлено смещением в разных направлениях положительных и отрицательных ионов кристаллической структуры. Во многих случаях

поляризация кристаллических веществ сохраняется без дополнительного влияния внешних полей, т.е. они являются электретами. В спокойных условиях электрет на поверхности нейтрализуется за счет притягивания противоположных по знаку зарядов. В случае быстрой смены поляризации под действием теплового или механического полей электрет не успевает нейтрализоваться и будет обладать на какой-то определенный момент времени стационарным полем. Таким образом, при определенных условиях в твердых диэлектриках могут накапливаться объемные заряды, которые способствуют появлению локальных электромагнитных полей.

Поскольку в природных диэлектриках избыточный электрический заряд одного знака индуцирует возникновение заряда другого знака, избыточный дипольный момент возникает всегда и состояние поляризации является общим характерным свойством источника электромагнитной энергии. Интенсивность её зависит от энергии кристаллической решетки твердого тела и степени её возбуждения тем или иным полем. Отсюда можно оценивать величину преобразования одного вида энергии, например, механической в энергию электрического или электромагнитного поля в дефектной структуре твердого тела.

Механоэлектрические преобразования, происходят в твердой фазе пород и на границе её с жидкостями. Все это является источником импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ) и формирующимся естественным импульсным электромагнитным полем Земли. Исходя из основных положений механоэлектрических преобразований в горных породах, вытекают предпосылки для возможного локального прогнозирования геодинамических процессов. Глубокое понимание взаимосвязанных явлений невозможно без рассмотрения теории трещинообразования в горных породах, как в твердых телах. Процесс трещинообразования, приводящий к разрушению горных пород и в целом всего массива, может

рассматриваться на основе принципов кинетической теории прочности, сформулированных С.Н. Журковым и др.[3]

В силовом поле в породах в результате механического внешнего воздействия происходит ускоренное движение элементарных частиц. Оно вызывает электрические, электродинамические и магнитные силы, выводящие из условия равновесия. Нарушение устойчивого равновесия в электростатической системе зарядов создает поле. По Я.И. Френкелю, помимо кристалла в существующем двойном электрическом слое, суммарные концентрации дефектов, несущих разноименные заряды, могут быть неодинаковыми. Для соблюдения электронейтральности кристалла эти концентрации компенсируются зарядом противоположного знака в соседней фазе.

С увеличением механического нагружения естественно возрастает движение атомов, молекул и напряженность поля. Неразрывно вопросы электрической теории кристаллических решеток связаны с прочностью твердых тел.

Геологическая среда благодаря развитию в ней механоэлектрических процессов и явлений является мощным источником электромагнитных возмущений, Особенно ярко это проявляется и используется при исследовании подземных горных выработок. На протяжении многих лет метод успешно применялся в Ялтинском гидротоннеле, пассажирских шахтолифтоподъемниках и штольнях в Ялте, Кореизе, Жуковке, Инкермане, тоннелях Севастополя. Полученный положительный опыт нашел затем применение во всех тоннелях трассы БАМ, в выработках разного назначения на руднике «Таштагольский», известными проявлениями горного давления в виде мощных горных ударов, стреляниями и сдвигами. Во всех исследованиях непосредственное участие принимал автор [6].

При повторных измерениях в Ялтинском гидротоннеле позднее была

установлена трансформация напряжений, особенно со стороны южного портала, что связано с неотектоническими движениями, землетрясениями и другими геодинамическими явлениями. На основе анализа общих закономерностей в распределении напряжений в массиве горных пород и интенсивности импульсной электромагнитной эмиссии вдоль оси тоннеля нами выделяются четыре зоны.

Анализ полученных результатов показывает, что деформация тоннеля во многих местах связана с проявлениями горного давления, которое определяется, в основном, тектоническими нарушениями. Тектоническая расчлененность горного сооружения хорошо согласуется с графиком средних значений ЕИЭМПЗ.

В трещиноватых зонах, вдоль линий сместителей в результате разгрузки напряжений наблюдается снижение интенсивности электромагнитной импульсной эмиссии. На участках, прилегающих к сместителю - повышение дисперсии напряженности. Как выяснилось на многих экспериментах и при наблюдениях в других выработках, это связано с процессами накопления и релаксации напряжений в таких зонах. Тектонические элементы характеризуются максимумами средних значений интенсивности поля, а ширина экстремумов, чаще всего, соизмерима с их размерами. Импульсное электромагнитное поле, его интенсивность зависит, прежде всего, от масштабов нарушения, степени его активности, от состава и свойств пород. В сильно трещиноватых породах скорость счета импульсов ощутимо снижается. Отдельные крупные макротрещины отбиваются минимумами на графике средних значений интенсивности поля.

В гидротоннеле неоднократно отмечались интенсивные деформации. Раскрытие трещин в бетонной обделке стен достигает 25-30мм и больше, обрушение свода, на локальных участках протяженностью до 40м происходит пучение почвы и взламывание бетонного лотка. После неоднократного ремонта

деформации возобновляются, что подтверждает активность происходящих в массиве процессов изменения напряженно-деформированного состояния. Деформации приурочены к тектоническим дизъюнктивным нарушениям. Потери воды по таким нарушениям превышают во много раз количество воды, поступающей за счет водопритоков.

Шахтные стволы Н.Капитальный, Сибиряк глубиной свыше 800м на Таштагольском руднике, лифтоподъемники на южном берегу Крыма глубиной до 100м за годы эксплуатации стали испытывать деформации направляющих, обделки. Исследования носили специфический характер (круговая развертка через 1-5м) и позволили выявить главные причины деформаций: аномальное проявление горизонтальных напряжений, действие гидродинамических сил. На сложную пространственную структуру поля напряжений, в которых построены шахтные лифтоподъемники в Крыму, накладывают отпечаток древние временно стабильные и современные активные оползни.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Изв. Ан СССР, геол. и геоф., 1970, №12, 3-14с.
2. Воробьев А.А. Прямое преобразование механической энергии в электрическую на основе дефектной структуры твердого тела Ч. II. Деп.ВИНИ Томск, 1976. 158с.
3. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. О прогнозировании разрушения горных пород. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1977, № 6, с.11-18.
4. Краев А.П. Основы геоэлектрики. Л., Недра, 1965, 587с.
5. Саломатин В.Н., А.А.Воробьев Постановка метода изучения естественного импульсного электромагнитного поля при искусственной активизации оползневого процесса. Разведочная геофизика: теория, метод, результаты. Киев, 1984, с.120-127.
6. Саломатин В.Н., Матов Ш.Р., Защинский Л.А. и др. Методические рекомендации по изучению напряженного состояния пород методом регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ). КИПКС, Союз НИО Крыма, Симферополь, 1991. 88с.

ТАЙМЫР В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Самыгин С. Г.

Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия
(la_sadovskaya@mail.ru)

В Центральной зоне Таймырского позднегерцинского складчатого пояса широко распространены докембрийские образования. Среди них присутствуют в разной степени метаморфизованные блоки континентальной коры, комплексы островной дуги, строматолитового рифа и задугового бассейна, на которых резко несогласно залегают неизменные осадки позднего венда – среднего палеозоя. Соотношения между древними толщами лучше всего сохранились на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны, где значительная часть территории имеет допоздневендскую покровную структуру.

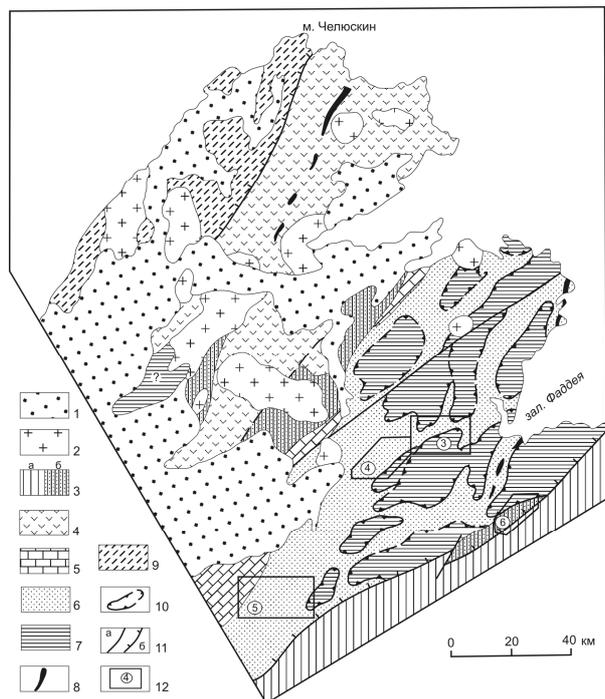


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Восточного Таймыра.

1 – чехол J-KZ; 2 – гранитоиды PZ₃; 3 – неавтохтонный комплекс сложенный осадками O-D (a) и V₂-D₂ (б); 4-8 – доV₂ комплексы Центрально-Таймырской зоны: 4 – островодужный 5 – рифовой гряды, 6 – задугового бассейна, 7 – Фаддеевского массива, 8 – офиолиты в основании островодужного и задугового комплексов 9 – флишоиды R₃-C₃ Северо-Таймырской зоны; 10 – границы вендских покровов; 11 – основные разломы PZ₃(a), в том числе надвиги (б); 12 – контуры рисунков 3-5.

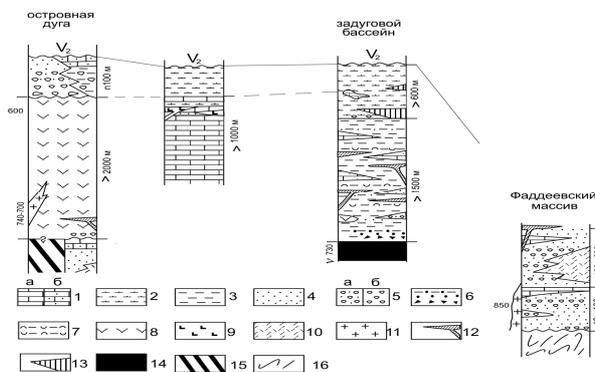


Рис. 2. Допоздневендские комплексы Центрально-Таймырской зоны.

1 – карбонатные породы (a), в том числе обломочные (б); 2 – пестроцветные сланцы; 3 – углеродисто-глинистые сланцы; 4 – песчаники; 5 – гравелиты (a), конгломераты (б); 6 – эдафогенные конглобрекции песчаники, алевролиты; 7 – туфогенно-кремнистые осадки; 8-10 – вулканиты 8 – дифференцир. островодужные 9 – субщелочные основные, 10 – кислые; 11 – граниты; 12 – силлы и дайки диабазов; 13 – олистоплаки; 14 – офиолиты; 15 – аккреционная призма; 16 – кристалликум

Континентальные блоки являются фрагментами Фаддеевского массива. Они имеют различные размеры и форму и повсеместно тектонические границы (рис. 1). Их слагают высокометаморфизованные и гранитизированные породы фундамента мезо- или палеопротерозойского возраста и сохранившиеся местами карбонатно-терригенные отложения чехла, которые стали накапливаться с позднего рифея в наземных и мелководных условиях. Несколько позже появилась ассоциация надсубдукционных кислых вулканитов и гранитов, последние датированы 850 Ма [1] (рис. 2). В конце позднего рифея на краю Фаддеевского массива и на фронтальной аккреционной призме (с пластинами офиолитов) заложилась островная дуга, которая была магматически активна с интервала 740-700 до 600 Ма [1, 3]. Дуга с внутренней

сторона сопровождалась карбонатной рифовой грядой со строматолитами R_3 [2], прорванной субщелочными породами. В тылу островной дуги возник окраинный бассейн, изолировавший ее от Фаддеевского массива. Задуговой бассейн был выполнен двумя толщами (см. рис. 2), содержащими акритархи R_3 -V. Нижняя толща – черносланцевая – надстраивает редуцированный разрез офиолитов с возрастом габбро 730 Ма и состоит из углеродисто-глинистых сланцев с подчиненным количеством кремнистых осадков, карбонатных турбидитов, вулканокластиков, кварцитообломочного и аркозового материала; встречаются небольшие ареалы вулканитов островодужного типа. К этой толще приурочен протяженный пояс силлов и даек основного состава. Вышележащая толща – пестросланцевая – сложена более мелководными осадками, которые накапливались в однообразной обстановке, лишенной магматических проявлений. Преобладают рассланцованные ленточно-слоистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, часто известковистые. К подошве толщи тяготеют оползневые грубообломочные горизонты и пачки, а также продукты их размыва. Эти образования изначально находились на Фаддеевском массиве, составляя его чехол. На западе верхняя часть пестроцветной толщи налегает на доломиты рифовой гряды и вмещает их крупные олистолиты.

Блоки Фаддеевского массива представляют собой смятые тектонические пластины, находящиеся в аллохтонном залегании на толщах задугового бассейна. Границы пластин под разными углами срезают элементы их внутренней структуры. Вдоль границ наблюдаются сильный катаклиз, милонитизация и низкотемпературный диафорез. Вблизи контактов с черносланцевыми отложениями последние хаотически разбиты многочисленными зонами рассланцевания и милонитизации на небольшие клинья с редкими фрагментами

складок; в них местами вматы кристаллические породы массива (рис. 3).

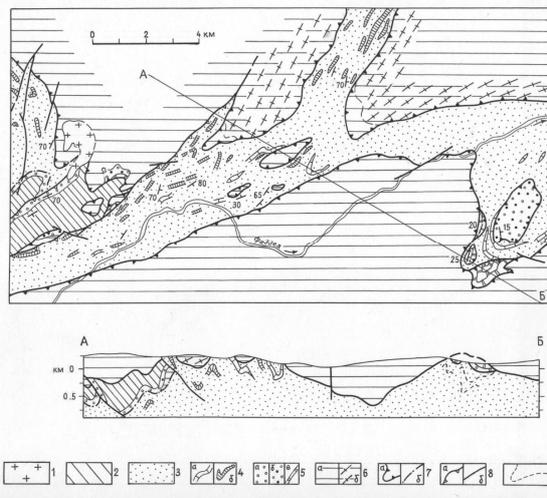


Рис. 3. Геологическая схема среднего течения р. Фаддея.

1 – гранитоиды PZ_3 ; 2-4 – комплекс задугового бассейна: 2 – пестросланцевая, 3 – черносланцевая толща, 4 – калькарениты (а), силлы метадиабазов (б); 5, 6 – Фаддеевский массив: 5 – породы чехла *in situ* и в аллохтонном залегании грубообломочные (а), песчаники, реже гравелиты (б), карбонаты (в), 6 – кристаллический комплекс (а) с гранито-гнейсами (б); 7 – подошва тектонических покровов (а) и олистоплаков (б); 8 – надвиги и взбросы (а), прочие разломы (б).

На осадках верхней пестросланцевой толщи часто залегают клипсы и пластины кристалликума, иногда с базальной частью его карбонатно-терригенного чехла. Более верхние горизонты этого чехла были отслоены и в виде протяженного олистоплака сползли в смежный глубоководный бассейн, предваряя накопление пестросланцевой толщи. Олистоплак маркирует сдвоенную по надвигу синклиналь, запрокинутую к северо-западу (рис. 3). Он имеет резкую подошву и достигает мощности 250-280 м. Внизу это разногалечные, вплоть до валунных, конгломераты с хорошо окатанными обломками метапсаммитовых кварцитов, часто в сочетании с хуже окатанными карбонатами, гранитоидами и кристалл. сланцами. Цементом служат разнозернистые кварцевые и кварц-плагноклазовые арениты. Ближе к основанию встречаются маломощные потоки гематитизированных кислых лав. Конгломераты выше сменяются

кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, а затем доломитами, содержащими зерна кварца. Завершается разрез олистоплака известняками, которые согласно перекрываются пестроцвет. филлитами. О чужеродности пород олистоплака свидетельствует их предельно мелководный характер в отличие от подстилающих и перекрывающих осадков. Кроме того, только в разрезе олистоплака находятся красноцветные кислые лавы, которые изливались в субаэральных условиях и нигде не известны среди бассейновых фаций.

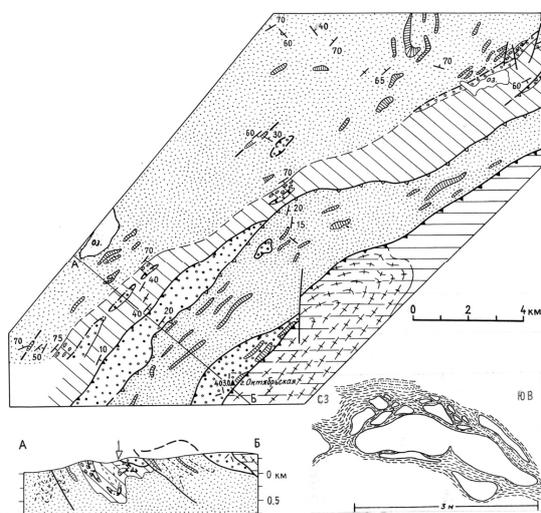


Рис. 4. Геологическая схема района оз. Трех Сестер и оз. Бутылка

Условные обозначения см. на рис. 3. Стрелкой на профиле показано место зарисовки.

Отмеченная синклиналь протягивается далеко на юго-запад (рис. 4). Юго-восточное крыло складки там частично перекрыто тектоническим покровом, сложенным кварцитовид. песчаниками, гравелитами и порфироидами по кислым туфам. Все эти породы составляли часть чехла Фаддеевского массива. Возле подошвы покрова местами обнажается олистостромовый горизонт, возникший при обрушении фронтальной части сползавшего в бассейн покрова. Горизонт состоит из разнообразных глыб и меньших обломков светлосерых грубозернистых кварцитовидных аренитов, которые погружены в темную алеврито-глинистую массу со слоями мелко-среднезернистых кварцевых песчаников (зарисовка на рис.

4). Ниже среди зеленых филлитов с прослоями темных калькаренитов, относящихся к пестросланцевой толще, распространены оползневые складки с замками, обращенными на запад. Вдоль северо-западного крыла синклинали среди филлитов на одном стратиграфическом уровне прослеживается серия подводно-оползневых горизонтов, очень близких по составу к покровной пластине, надвинутой на юго-восточное крыло, от которой они отделились несколько раньше. Ниже серии олистоплаков обнажается базальная пачка пестросланцевой толщи. Отличительный ее признак – хорошо окатанная галька и валуны уплощенной формы различных метапсаммитовых кварцитов, реже гранитов, погруженных в сланцевый матрикс. Внизу матрикс обильный, вверху, где сосредоточены наиболее крупные валуны, матрикса мало. Мощность этой пачки микститов и степень ее насыщенности обломками уменьшаются в юго-западном направлении. Появление базальной пачки было вызвано перемывом и продольным разносом по бассейну грубообломочного материала, слагающего северо-восточнее крупный олистоплак, который был отслоен от чехла Фаддеевского массива.

На правобережье р. Ленинградская недалеко от крайне юго-западного тектонического останца кристалликума ситуация в целом повторяется (рис. 5). Наиболее крупная пластина-отторженец его бывшего чехла залегает в основании пестросланцевой толщи. Состав и строение этой пластины идентичны олистоплаку на левом берегу р. Фаддея (см. рис. 3). Тут внизу пластины среди кварцитовидных песчаников распространены мелко-среднегалечные конгломераты с разно окатанными обломками метапсаммитовых кварцитов, кислых вулканитов, различных карбонатов, иногда амфиболитов. Ближе к подошве встречаются развалы субвулканических плагиофилов. Вверх по разрезу размер обломочного материала постепенно уменьшается, появляются мелкозернистые вулканические песчаники кислого состава, которые

перекрываются пестро окрашенными филлитами с тонкими прослоями алевролитов. Выше среди филлитовой толщи в северной части района залегают менее мощные и протяженные олистоплаки обломочных кварцитовидных пород, которые по сравнению с разрезом главной пластины ранее залежали ближе к основанию континентального чехла. На западе находился источник иных экзотических для филлитового разреза включений – крупная рифовая постройка строматолитовых доломитов позднего рифея. Доломитовые олистолиты залегают в виде вытянутых и изометричных тел сложной формы. Они раздроблены на блоки разного размера, слоистость внутри которых не совпадает с их контурами. Это обвальное образование строматолитового рифа, служившего западным бортом задугового бассейна.

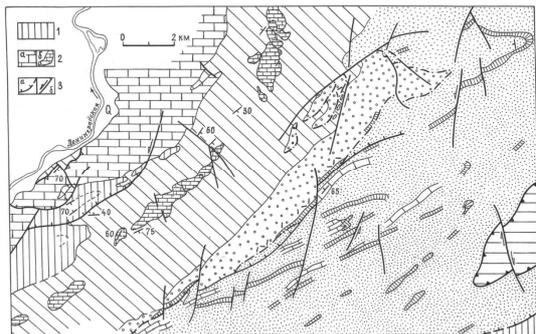


Рис. 5. Геологическая схема правобережья р. Ленинградская.

1 – нижнепалеозойские отложения, 2 – доломиты верхнего рифея (а) и их олистолиты (б); 3 – позднепалеозойские взросы и надвиги (а), свдиги (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Первоначальные соотношения чехла с фундаментом Фаддеевского массива сохранились в единичных случаях. Нередко породы фундамента располагаются структурно выше, будучи надвинуты на отслоившиеся и сползшие в окраинный бассейн фрагменты своего чехла. Так, в тектоническом полуокне на правобережье среднего течения р. Фаддея (рис. 3) амфиболиты и кристаллические сланцы перекрывают пачку доломитов, полого залегающую на черных кварцево-сланцевых алевролитовых сланцах с

горизонтами калькаренитов. Рядом среди этой толщи находится также останец метапсаммитовых кварцитов и биотит-хлорит-альбитовых сланцев. Останец сложен породами, которые относятся к основанию чехольного комплекса, тогда как пачка доломитов составляла вышележащую его часть. Показательным примером является район горы Урванцева (рис. 6). Здесь вблизи основного поля развития палеозойских отложений картируется слабо нарушенная линейная антиклиналь. Ее ядро имеет синформное строение: сравнительно маломощная пачка сливных с очень скудным цементом грубообломочных осадков аркозового и полимиктового состава (обломки и зерна кварцитов, амфиболитов, сланцев, редко гранофилов), вверху сменяющихся карбонатами, подстилает комплекс кристаллических сланцев и гнейсовидных гранитов. Вдоль контакта подстилающие породы сильно рассланцованы, карбонаты перемяты и мраморизованы. Вывод один: в ядре антиклинали гранитизированные и неоднократно измененные породы залегают на венчавшем их ранее карбонатно-терригенном чехле.

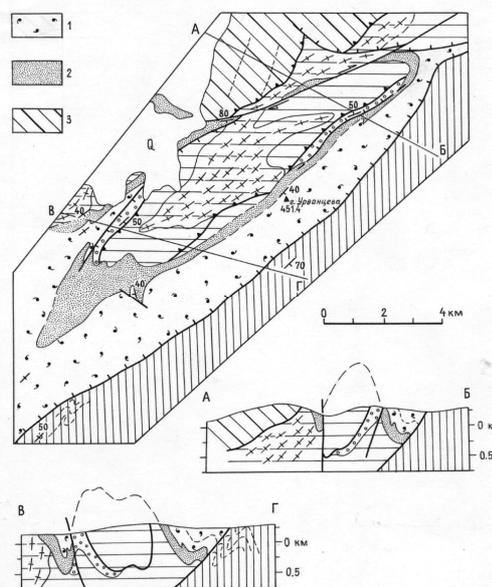


Рис. 6. Геологическая схема района горы Урванцева

1, 2 – отложения V_2 : 1 – глинисто-алевролитовые сланцы с прослоями карбонатов, 2 – доломиты и известняки; 3 – амфиболиты кристалликума. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Крылья антиклинали сложены верхневендскими доломитами и известняками, которые выше и частично по латерали замещаются глинисто-тонкотерригенными сланцами с маломощными прослоями известняков. Эта толща с базальными известковистыми гравелитами, местами валунниками и фосфатными брекчиями «запечатала» в качестве неоавтохтона смятую в синформу шарьяжную структуру, определив верхний предел времени ее возникновения.

Надвигание кристаллических масс на соседний бассейн происходило в современных координатах с востока на запад. Оно началось после отложения черносланцевой толщи и максимального углубления задугового бассейна. Выдвижение пластин сопровождалось их дроблением, обрушением и вдавливанием мелких блоков кристалликума в уже консолидированную толщу прибортовых участков бассейна, которые при этом интенсивно дислоцировались. Следом полого залегавший чехол расслаивался на ряд пластин, которые сползали с наклонившихся крупных блоков в область продолжавшейся седиментации. В ходе оползания эти пластины частично разрушались, в результате устойчивые к разрушению породы разносились по бассейну подводными потоками.

Интенсивное поступление больших объемов продуктов оползания и размыва со стороны надвигавшихся масс привело к сокращению и обмелению окраинного бассейна. В его осевой части, которая сместилась ближе к западному борту, черносланцевый разрез сменился пестросланцевым с многочисленными отторженцами континентального чехла и обильным обломочным материалом, образовавшимся при их разрушении. Фрагменты кристалликума были шарьированы на отчленившиеся пластины своего чехла, а наиболее продвинутые покровы надвинулись на осевую зону, маркируемую пестросланцевой толщей, и далее на более западную часть бассейна (см. рис. 1, 3). Это привело в середине венда к полному закрытию окраинного

бассейна. В процессе закрытия породы внизу окраинноморского разреза были протрудированы серпентинитами и метаморфизованы. По данным [1], базальты офиолитового основания около 600 млн. лет назад были превращены в гранатовые амфиболиты.

Вероятная причина рассмотренного тектонического процесса – уменьшение со временем угла наклона зоны субдукции над которой в конце позднего рифея – начале венда развивалась островная дуга. Выполаживание субдукционной зоны привело к прекращению расширения задугового бассейна и к постепенному отмиранию этой зоны. На исходе действия механизма субдукции сильно возросли силы трения, особенно в основании Фаддеевского континентального массива, оказавшегося над конечным отрезком полого падавшей зоны. Это вызвало интенсивное сжатие кристаллического фундамента, его утолщение с сокращением поперечных размеров и относительно быстрый подъем. Поднятие Фаддеевского массива сопровождалось наклоном многих блоков и эпизодическим соскальзыванием с них в задуговой бассейн фрагментов мелководного чехольного комплекса. Усиление тектонического сжатия привело к надвиганию кристаллических масс на смежный бассейн, прекращению там осадконакопления и к приповерхностным деформациям. Более глубокие горизонты были динамически метаморфизованы. Завершающая фаза байкальского тектогенеза охватила всю территорию Центрально-Таймырской зоны. Байкалиды примкнули к Сибирскому кратону, образовав новую его окраину, на которой с позднего венда стали формироваться осадочные склоновые комплексы.

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. С.202.
2. Мальцев Ю.М., Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю. Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских

отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. С.79-105.

3. *Pease V., Persson S.* Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins. Anchorage, 2006, pp.31-49.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В СТРОЕНИИ КАРБОНАТНЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА

Сандула А. Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (sandula@geo.komisc.ru)

На северо-восточном ограничении Европейской платформы в палеозойских отложениях Елецкой структурно-формационной зоны [5], по А. И. Елисееву [6, 7], с раннего ордовика до ранней перми прослеживаются три трансгрессивно-регрессивных цикла, фиксирующих колебательные движения пассивной континентальной окраины: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и визейско-раннеартинский. В каждом из этих циклов происходит закономерная смена формаций (семейств формаций), образующих последовательный вертикальный ряд:

- терригенная олигомиктовая (фалаховая);
- карбонатная или терригенно-карбонатная открытого шельфа (платамовая);
- карбонатная депрессионно-мелководная закрытого шельфа (калейдовая).

Наиболее сложное геологическое строение и, соответственно, историю образования имеют карбонатные формации из семейства калейдовых: силурийско-раннедевонская, среднефранско-турнейская и верхневизейско-нижнеартинская. В качестве внутриформационных образований они могут включать в себя рифогенные, депрессионные, мелководно-шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные отложения [6, 7]. Причем перечисленные выше калейдовые формации отличаются друг от друга мощностью, строением, а также интенсивностью формирования органогенных сооружений и толщ грубообломочных карбонатных псефитолитов. Что отражает неоднозначность палеогеографического и палеогеодинамического развития седиментационного бассейна во время их образования.

Так, например, от одного тектоно-седиментационного цикла к другому

наблюдается изменение мощности и экологической принадлежности органогенных образований в составе калейдовых формаций [1]. Они распространены только на западном склоне Северного и Приполярного Урала, в то время как простые органогенные постройки имеют более широкое развитие. В составе среднефранско-турнейской калейдовой формации меняется характер органогенных образований, и сами они более распространены на территории Предуральяского краевого прогиба. Среди них преобладают карбонатные банки с биогермами и микробильными холмами, мощность которых колеблется от 70 до 600 м. В основании формации отмечается микробильно-водорослевый риф, имеющий отчетливую связь с верхними слоями подстилающей средне-верхневизейской карбонатно-терригенной (платамовой) формации. Причем наибольшую мощность (до 300 м) они имеют в восточной градации на Северном и Приполярном Урале, а в западных разрезах распространены небольшие биогермы и холмы филоидно-водорослевые, палеоаплизинные и мшанковые.

Ярким примером развития карбонатных псефитолитов в калейдовых формациях являются известняковые брекчии в отложениях верхневизейско-нижнеартинского возраста. Они имеют широкое распространение по всему Печорскому Уралу (от р. Уньи на юге до р. Инты на севере). Возраст этих образований охватывает значительный стратиграфический диапазон — серпуховский, башкирский и часть московского яруса. А мощность толщи с брекчиями достигает порой 300 м. Специальные исследования [9] показывают, что данные известняковые брекчии можно

подразделить на две группы: седиментационных и постседиментационных брекчий. К седиментационному типу брекчий относится большая часть известняковых брекчий карбона Печорского Урала, морфологически выраженных в виде пластовых и маломощных массивных образований. Среди которых выделяются околорифовые, обвальные, донные, прибрежно-морские разности. В группе постседиментационных брекчий выделены тектонические брекчии с реликтами седиментационных брекчий, собственно тектонические брекчии и брекчии растворения (карстовые) [9]. Первые из них образуют мощные толщи, сложенные грубообломочным и крайне несортированным материалом. Их механизм образования заключается в тектонической переработке толщ известняков с пластами осадочных брекчий [9]. Собственно тектонические брекчии морфологически выделяются как внутрипластовые. К брекчиям растворения мы условно относим часть внутрипластовых разностей, залегающие в виде участков среди трещиноватых пятнисто-доломитизированных известняков в разрезах серпуховского яруса нижнего карбона на гряде Чернышева.

В более ранних силурийско-раннедевонской и среднефранско-турнейской калейдовых формациях северо-восточного ограничения Европейской платформы карбонатные псефитолиты менее распространены и приурочены лишь к определенным горизонтам и территориям. В силурийско-раннедевонской формации механизмы и способы образования обломочных карбонатов весьма разнообразны. Основными их образующими факторами являются штормовые процессы, дебитные потоки на континентальном склоне и в подводных каньонах, волновая абразия на рифовых отмелях субаэральное осушение в тыловой части рифов и лагун, [1, 2], оползни и обвалы, связанные с формированием Печоро-Колвинской системы внутри плитного рифтинга в верхне ордовикское время [3].

Среди генетических типов обломочных карбонатных пород среднефранско-турнейской формации выделяются брекчии осыпей и обвалов, образованные вокруг островных поднятий среди открытого мелководного моря, известняковые конгломераты волно-прибойной зоны, известняковые гравелиты и песчаники, связанные с зонами мелководья на морских отмелях или в приостровных областях [6].

Причем независимо от возраста они проявляются в одних и тех же разрезах. Так в силурийско-среднедевонской калейдовой формации брекчии развиты в разрезах рек Фомаю, Харута, М. Адак, У са (д. Адак), Изрузьшор, Изъяю, в бассейне верхнего течения рек Косью и Кожим [4]. Карбонатные брекчии среднефранско-турнейской калейдовой формации встречаются в виде редких пропластков или линз среди известняков в разрезах рек Пымвашор, Б. Сыня, Б. Сарьюга, Кымбажью, Изъяю, Вангыр, Косью, Кожим, Б. Паток, Щугер, Подчерье, М. Печора, Унья [6]. А в верхневизейско-нижнеартинской — Нельняшор, Исакью, Фомаю, Харута, У са (Адак), Заостренная, Шарью, Бол. Сарьюга, Еджидью, Кымбажью, Войпемданью, Изъяю, Гердкыртаель, Вангыр, Бол. Надота, Бол. Инта (ср. течение), Кожим, Косью, Щугер (Нижние, Средние ворота и Верхние ворота), М. Паток, Подчерье, Илыч, Бол. Шайтановка, Мал. Печора, Унья [9].

Анализ распространения обломочных карбонатов и органогенных образований калейдовых формаций выявляет ряд закономерностей. Приуроченность брекчий к одним и тем же разрезам свидетельствует, по всей видимости, о неоднородности фундамента палеозойского карбонатного шельфа на северо-востоке Европейского континента, что обуславливало расположение мелководных и депрессионных зон и, таким образом, распределение условий формирования обломочных пород. Две из трех рассмотренных выше формаций (силурийско-раннедевонская и верхневизейско-нижнеартинская) отличаются повышенным содержанием

карбонатных псефитолитов, а также наличием в своем строении их наиболее грубообломочных разностей (мегабречий). В строении верхнеашгильско-нижнеэмской калейдовой формации распространены экологически наиболее развитые и наиболее мощные палеозойские рифы. Для верхневизейско-нижнеартинской формации характерны преимущественно микробиально-строматолитовые холмы, а в отложениях верхней части верхневизейско-нижнеартинской формации распространены преимущественно филлоидно-водорослевые и скелетные холмы.

Проявление условий формирования такого рода образований не несет никаких противоречий с регрессивно-трансгрессивным механизмом образования формационного ряда Елецкой структурно-формационной зоны, предложенного А. И. Елисеевым [6]. Однако существовали факторы, влиявшие не только на время и место их образования, но и на их интенсивность. Объяснение этого факта можно найти при рассмотрении тектонической истории северо-востока Европейского континента [10, 8]. Как можно заметить, что на протяжении палеозоя на этой территории геологическая история обусловлена эволюцией Уральского палеоокеана. В частности, если в раннем палеозое преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-колвинского авлокогена [8], то в визейско—ранне пермское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости [11]. По всей видимости, растяжения способствовали развитию наиболее мощных и экологически развитых органогенных образований, а процессы сжатия наоборот препятствовали этому, при чем формирование органогенных образований заканчивалось на стадии скелетных холмов. В тоже время, разрядка напряженности, возникшей в результате сопряжения двух тектонически различных процессов (вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсальных перемещений континента),

приводила к интенсивным блоковым подвижкам и формированию различного типа обломочных известняков [3, 9].

Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-1 РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303с.
2. Антошкина А. И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала. Мат-лы 5—го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург, 14—16 октября 2008 г. Том. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.
3. Антошкина А. И. Генезис верхнеордовикских карбонатных брекчий гряды Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, декабрь, 2009, № 12. С. 9—13.
4. Антошкина А. И., Першина А. И. Оползневые брекчии нижнего силура Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1972. Институт геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973. С. 16—20.
5. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология, №6, 1945, с. 27—44.
6. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: НА УКА, 1978. 203 с.
7. Елисеев А. И. Семейства формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и перспективы. Материалы XII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 101—103.
8. Мальшев Н. А. Тектоника эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
9. Сандула А. Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
10. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
11. Юдин В. В.

ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАКЕРОРТСКО-КУНДАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Сащенко А.В., Зайцев А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(avsashchenko@rambler.ru)

Рассматриваемый район расположен на южном склоне Балтийского щита, где породы фундамента перекрыты чехлом, включающим в себя отложения верхнего венда – нижнего девона. Ордовикский комплекс трансгрессивно залегает на отложениях кембрийского возраста. Нижний ордовик сложен терригенными, а средний и верхний – карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями. На крайнем северо-западе своего развития ордовикские отложения залегают на дневной поверхности, образуя так называемое "ордовикское" плато [1], узкой полосой протягивающееся вдоль южного берега Ладожского озера, Финского залива и до островной Эстонии. На побережье Финского залива и Ладожского озера это плато в рельефе образует крутой обрыв (Балтийско-Ладожский глинт). В обрыве глинта и каньонах рек, прорезающих "силурийское плато", и расположены основные выходы ордовика. В приглинтовой области отложения ордовика перекрыты маломощными четвертичными (преимущественно моренными) образованиями, на юго-западе Эстонии и в Южной Прибалтике они согласно надстраиваются нижним силуром. В остальных случаях на них с несогласием залегают терригенные породы среднего девона. Изученные разрезы охватывают стратиграфический интервал пакерортского – кундаского горизонтов (нижний-средний ордовик) и расположены на крайнем востоке Ладожского глинта (бассейны р.р. Волхов и Сясь). Ниже приводится краткая литологическая характеристика и особенности формирования изученных отложений.

Пакерортский горизонт. Отложения пакерортского горизонта сложены преимущественно мелкозернистыми

кварцевыми песками с обломками и целыми створками фосфатных беззамковых брахиопод и маломощными прослоями глин, как правило подчеркивающими косую сигмоидальную или перекрестную слоистость.

Отложения раннепакерортского времени (ладожская свита) представлены хорошо сортированными ($S_o=1,1$) мелкозернистыми кварцевыми песками. Преобладающая мелкозернистая фракция (0,25–0,1 мм) составляет 96,8% породы. В составе песков фиксируется литокласты, кристаллокласты и биокласты. Литокласты сложены осадочными породами (кварцитопесчаники, песчаники и алевроиты), в их состав нередко входит глауконит, а цементом является глинистое вещество. Кристаллокласты (кроме кварца) представлены биотитом и глауконитизированным хлоритом. Биокласты образованы корродированными обломками фосфатных брахиопод. С уменьшением фракции от крупнозернистой до мелкозернистой количество неокатанных зерен уменьшается от 42 до 15%. Это может быть связано с дроблением материала в процессе переноса. Тяжелая фракция представлена циркон-коллофан-апатитовой ассоциацией, присутствие минералов с низким удельным весом (от 2,5 до 4,8) позволяет говорить об их длительном нахождении в бассейне седиментации. Все зерна хорошо или очень хорошо окатаны. Хорошая окатанность высокоустойчивого циркона может свидетельствовать о его поступлении в бассейн путем размыва более древних осадочных пород, а его исходным источником являлись метаморфические, либо из магматические породы Балтийского щита. Пески ладожской свиты накапливались в мелководно-морской обстановке, при активном воздействии

течений или приливов (что подтверждается коэффициентом асимметрии, $Sk=1,1$). Последние по всей видимости также поставляли с разрушаемых аккумулятивных форм рельефа (брахиоподовые банки) биокластовый материал. Приливно-отливной характер этих отложений также подтверждается наличием перекрестной косой слоистости [4]. Основным источником материала служили более древние осадочные отложения венда и раннего кембрия.

Отложения позднепакерортского времени (тосненская свита) довольно схожи с таковыми ладожской свиты. Они представлены хорошо сортированными ($So=1,2$) мелко-среднезернистыми песками. В их составе преобладают литокласты и биокласты, кристаллокласты практически отсутствуют. Литокласты представлены преимущественно песчаниками и кварцитопесчаниками, реже известняками. Количество неокатанных зерен максимально (98%) в крупнозернистой фракции (1–0,5 мм), значительно уменьшаясь (до 25%) в среднезернистой и вновь увеличиваясь в мелкозернистой фракции до 45%. Это может свидетельствовать о дроблении более крупных зерен до мелкопесчаной размерности в процессе их транспортировки. В составе тяжелой фракции можно выделить две ассоциации минералов: 1) характерную для осадочных пород – коллофан, сфен, рутил; 2) свойственную метаморфическим породам – циркон-ильменитовую. Зерна как правило плохо окатаны. Отложения тосненской свиты формировались в морской обстановке, в зоне приливно-отливного воздействия, что подтверждается коэффициентом асимметрии ($Sk=0,6$). Вероятно этому времени соответствует некоторое углубление бассейна, в связи с чем происходит приближение источника сноса, происходит поступление более грубого материала и его быстрое захоронение. Фосфатные биокласты брахиопод представлены практически полностью измельченными фрагментами, находки относительно целых створок редки.

Их источником могли являться нижележащие отложения ладожской свиты, подвергавшиеся частичному перемыыву.

Биллингенский горизонт. Отложения биллингенского времени представлены глауконититами. Для этого этапа характерны обстановки замедленной седиментации, с незначительным привнесом слюдистого материала и кварца алевро-пелитовой размерности. Поступление карбонатного материала было незначительно и, скорее всего, имело инситуальный характер. Существенную роль играла механическая и биомеханическая эрозия осадка, что косвенно подтверждается групповым составом биокластов (иглокожие и остракоды). Эти отложения формировались на месте, с незначительным перемещением осадка, вымыванием легких компонентов и обогащением тяжелыми, такими, как глауконит [6]. Этот процесс происходил в мелководных условиях прибрежных отмелей внутреннего склона.

Начало трансгрессивного этапа с карбонатным осадконакоплением на склоне соответствовало наименьшим значениям скорости седиментации в целом (биллингенское и волховское время), поэтому и суммарные hiatusы этих интервалов наибольшие. Следует отметить, что биота, существовавшая в то время в изучаемом бассейне, вообще не отличалась высокой продукцией $CaCO_3$, поэтому он постоянно испытывал дефицит карбонатного материала.

Волховский горизонт. Характерная черта нижней части волховского горизонта – наличие огромного числа поверхностей зрелого твердого дна (ТД), поскольку его породы формировались в условиях мелководья, на уровне базиса волнового воздействия, но при большом удалении от источников сноса терригенного материала. Моменты накопления осадка чередовались с остановками седиментации, причем последние явно преобладали. Возникновение ТД инициировалось биотурбацией карбонатного материала, приводившей к его дегазации и быстрой цементации. Несомненно, что на скорости этого процесса сказывалось влияние

приливно-отливных течений. Затем следовал период длительной экспозиции ТД, сопровождавшийся его разрушением (растворением, био- и механической эрозией). Далее начиналась новая фаза седиментации: ТД засыпалось рыхлым осадком, а на образовавшемся геохимическом барьере, совпадавшем с поверхностью ТД, происходил рост пирита, глауконита или фосфатов [3].

Наиболее грубозернистым разностям пород вероятно соответствовали условия понижения уровня моря. Хорошая сортировка биокластов, а также практически полное отсутствие илистой компоненты может говорить о неоднократном перемыве осадка, после чего он подвергался длительной экспозиции, во время которой происходил рост крупных "лапчатых" зерен глауконита. Вероятно, этой экспозиции сопутствовала хорошая аэрация придонных вод, за счет чего происходило частичное растворение тонкого карбонатного материала и, в последующем, при повышении уровня моря выпадение его из поровых и придонных вод, с формированием спаритового цемента. В качестве исходного растворимого материала могли служить зеленые водоросли, обладавшие существенно магниезиальным составом скелета. В верхней части пачки "дикари" следует отметить некоторую перестройку состава биокластов, более характерную для мягких грунтов (остракоды и тилобиты). Этот интервал иллюстрирует эпизод падения уровня моря, с приостановкой седиментации и развитием многофазных ТД средней степени зрелости, на фоне вновь начавшейся медленной трансгрессии.

Для средневолховского времени характерны более глубоководные условия. Смена режима седиментации документируется сменой типов перерывов в разрезе: количество зрелых ТД заметно уменьшается, происходит их смена на обстановки мягкого дна (МД).

На рубеже средневолховского и поздневолховского времени происходит некоторое углубление, что подтверждается инситуальным составом фауны, представленным

преимущественно иглокожими и остракодами. Этому этапу соответствует незначительное углубление, когда наряду с аутигенной биокластикой, составляющей большую часть, присутствует и аллотигенная компонента. Эти условия характерны и для начала поздневолховского времени, лишь на рубеже волховского и кундаского этапа сменяясь более мелководными обстановками, характерными также для основания волховского горизонта.

В целом, обстановки формирования пород волховского интервала довольно однообразны, на всем протяжении глинта им соответствуют ограниченно-морские условия, в верхней части сменяясь открыто-морскими. На северо-западе Эстонии этому интервалу соответствуют приливно-отливные обстановки.

Кундаский горизонт. Началу кундаского времени соответствует (отложения силлаорусской свиты) тракт низкого стояния кундаской секвенции [2]. Низкое стояние моря сопровождалось длительной субаквальной экспозицией осадка, выраженной в виде региональной поверхности зрелого ТД и, сопровождалось деградацией терригенного глинистого материала, высвобождением Fe^{3+} и его последующей локализацией в виде гетит-гидрогетитовых микроконкреций.

Подобная обстановка повторяется в середине кундаского времени (синявинское время), но имеет меньшее распространение на площади, а микроконкреции распространены только до центральной части Ладожского глинта.

Основание обуховской свиты представлено эхинодерматовым вакстоуном, иллюстрирующим условия стабилизации бассейна, после продолжительного падения уровня моря в силлаорусское время, в которое в бассейне существовали специфические геохимические и гидродинамические условия. Примерно к этому уровню приурочена смена экотипов иглокожих. Формы, прираставшие к твердым субстратам, характерные для волховского горизонта, в основании кундаского

горизонта сменяются мелкими прирастающими формами, по всей видимости прикреплявшимися к мелким твердым объектам, таким, как раковины брахиопод и т.д. Вверх по разрезу они в свою очередь сменяются формами, существовавшими на мягких грунтах [5]. Этот факт позволяет предполагать инситное происхождение биокластового материала. В пользу такого предположения также свидетельствует малое количество шламowego материала и ассоциация с остракодами и трилобитами, также предпочитавшими мягкие грунты.

Средняя часть обуховской свиты слагается эхинодерматово-трилобитовыми вакстоунами, характеризующими спокойные, относительно глубоководные условия на стадии развивающейся медленной трансгрессии моря.

Вверх по разрезу количество свободного железа уменьшается, геохимическая обстановка в бассейне стабилизируется и основание симанковской свиты представляет собой нормальные пелагические обстановки седиментации привносом преимущественно глинистого вещества и немногочисленным инситным биокластовым материалом, представленным биокластами иглокожих, остракод, реже брахиопод.

Этот стратиграфический интервал не предполагает разнообразия обстановок седиментации. На протяжении практически всего разреза не происходит существенной смены ориктоценозов, что свидетельствует о стабильности и однообразности условий седиментации.

В отдельных интервалах кундаского горизонта макроостатки наутилоидей образуют значительные скопления. Как правило, эти уровни довольно значительно доломитизированы (позднедиагенетическая доломитизация) и представлены плотными кавернозными известняками с маломощными подчиненными прослоями глин, нередко со стяжениями сульфидов, реже приурочены к глинистым интервалам разреза. Наличие двух фаз доломитизации (ранне- и позднедиагенетической) и присутствие сульфидных образований

позволяет предположить их образование в условиях слабой водной циркуляции и возможно обстановки частичной стагнации. Скелетные образования других групп организмов, таких как мшанки, брахиоподы, трилобиты, обладавших кальцитовым скелетом на этих уровнях сохраняются значительно лучше, хотя и подвержены частичному растворению и коррозии поверхности.

Формирование этих отложений происходило в более глубоководных условиях, преимущественно в обстановках среднего рамп в области Ладожского глинта. В средней части Северо-Эстонского глинта они сменяются на открыто-морские условия внутреннего рамп, а на северо-западе им соответствуют ограниченно-морские обстановки.

Заключение. С начала пакерортского времени в палеобалтийском бассейне наступает трансгрессивная эпоха. Формирование этих отложений происходило в морской обстановке, в зоне приливно-отливного воздействия, в обстановке прибрежной отмели внутренней части рамп. В конце биллингенского времени трансгрессия достигает максимума и замедляется. Терригенная седиментация сменяется карбонатной, происходит формирование терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. На рубеже биллингенского и волховского времени произошла длительная приостановка трансгрессии. Этому уровню соответствует очень высокозрелое региональное ТД. В ранневолховское время трансгрессия возобновляется и продолжается на протяжении всего волховского этапа. Затем, на границе волховского и кундаского времени вновь следует резкое понижение уровня моря. Для области Ладожского глинта этому уровню соответствуют ограниченно-морские обстановки. Трансгрессия продолжается и на протяжении всего кундаского времени. Для Ладожского глинта на этом этапе характерна смена обстановок от среднего рамп до верхней части внешнего рамп.

Литература

1. Геккер Р.Ф. На силурийском плато // М.: Наука, 1987. – 151 с.
2. Дронов А.В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук – СПб., 2000. – 306 с.
3. Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю. Стратиграфические перерывы в латорпско – кундаских отложениях (нижний-средний ордовик) центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология № 3. – 2006. – С. 12 – 32.
4. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1981. – 440 с.
5. Рожнов С.В. Развитие сообщества иглокожих в восточной части Балтийско ордовикского бассейна // Ордовикское плато (к 100-летию со дня рождения Б.П. Асаткина. Научные чтения по геологии ордовика Ленинградской области). М.:Воентехиздат, 2004. – С. 109 – 120
6. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений – М., 1984. – 222 с.

КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ – КАК ФАКТОР ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ СИСТЕМАХ

Светов С.А.^а, Смолькин В.Ф.^б, Парамонов А.С.^а

^аИнститут геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия
(ssvetov@krc.karelia.ru)

^бГосударственный геологический музей им.В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия
(vsmolkin@sgm.ru)

Ликвационное разделение силикатного расплава на несколько несмешивающихся фаз широко проявлено в высокомагнезиальных вулканических образованиях докембрийского возраста Балтийского щита, включая коматииты мезоархея, пикриты, ферропикриты и базальты палеопротерозоя. Наиболее детально они были изучены ранее в палеопротерозойской Печенгской и мезоархейской Койкарской структурах [1-2].

В настоящее время авторами проводятся прецизионные геохимические исследования продуктов ликвационного разделения пикробазальтового расплава на примере вулканического комплекса Ялгубского кряжа (Центральная Карелия), являющегося одним из эталонных и наиболее сохранных объектов данного типа [3-7].

В пределах Онежской мульды Центральной Карелии пикриты и пикробазальты совместно с базальтами, трахибазальтами и их туфами, а также терригенными осадками слагают суйсарскую свиту, прорываемую Кончозерским силлом с возрастом 1980 млн лет [8].

В разрезе суйсарской свиты выделяются 4 пачки общей мощностью до 400 м. Разрез Ялгубского кряжа характеризует верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса. Он сформирован мощными (от 3 до 18 м) лавовыми потоками массивных и подушечных базальтов, чередующихся с потоками плагиофировых базальтов и маломощными от 0,4 до 4,0 м прослоями основных туфов.

Для большинства лавовых потоков характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации, формирующих линзовидные скопления (Рис. 1) со следами остаточных течений и четко диагностируемые афанитовые зоны закалки.

Ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах различной мощности.



Рис. 1. Скопление зональных вариолей в кровле лавового потока

В большинстве лавовых тел концентрация вариолей по направлению к кровле значительно возрастает, при этом в центральных и прикровельных частях потоков формируются линзовидные скопления, трассируемые в скальных выходах на десятки метров, чередующиеся с участками матрикса с единичными глобулами

Изучение морфологии вариолитов, их внутреннего строения и структуры, состава минеральных фаз и геохимического

состава отдельных зон вариолитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН. На этом же проводилось исследование фазовых границ между несмешивающимися компонентами и мультиэлементное картирование отдельных вариолей (глобул).

По размеру, морфологии и строению выделяются следующие виды ликвационных обособлений: 1) крупные вариоли (0,5 - 5 см) (Рис. 2.) с зональным строением; 2) мелкие вариоли до 0,5 см с внутренним однородным строением, часто формирующие линзы и аморфные скопления; 3) микровариоли (0,05-0,3 см) с однородным внутренним строением; 4) крупные линзы, мощностью от 0,1 до 1,5 м, сформированные в результате слияния отдельных глобул, обусловленные процессом коалесценции; 5) пленочные обособления с четкими фазовыми границами в зонах закалки лавовых тел, мощностью 0,01 – 0,2 мм [6-7].

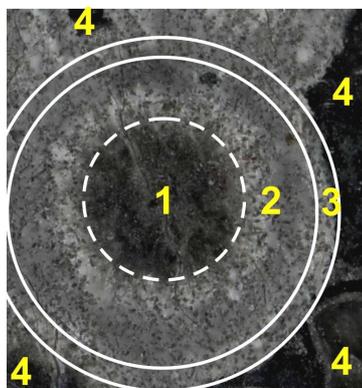


Рис. 2. Строение внутренних частей глобул 1 – ядро; 2 – краевая зона; 3 – мениск; 4 – матрикс.

Все ликвационные обособления имеют четкие, уверенно диагностируемые на макро- и микроуровне границы фазового раздела ликват-матрикс (зона внешнего контакта мениска глобулы с матриксом (зона 3 на Рис. 2)).

Ликвационные образования (вариоли) имеют как радиально-лучистые структуры, так и структуры, сформированные игольчатыми микролейстами клинопироксена – авгита в стекловатой

однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом.

Ядра в глобулах имеют лучисто-волоконистое строение, сложены волокнами и микролитами плагиоклаза, расположенными радиально вокруг ядра. В этой же массе встречаются вкрапленники моноклинного пироксена, которые расположены внутри вариолей и в основной массе. В редких случаях в ядрах крупных глобул размером около 2,5 см, обнаружены миндалины размером до 0,5 мм. Они сложены кварц-карбонатным материалом с включениями пирита.

Микроглобулы (<0,7 мм) выполнены стекловатой массой с игольчатыми или таблитчатыми микролейстами авгита.

По данным изучения минеральных агрегатов на микрозонде установлено, что клинопироксены в глобулах имеют внутреннюю зональность. В кристаллах от центра к краю уменьшается содержание (в масс.%) SiO_2 от 54,77 до 48,14 и MgO от 18,38 до 10,38. В краевой зоне содержание Al_2O_3 достигает 8,43 и TiO_2 2,26 масс.%; концентрация щелочей в них минимальная и только в отдельных анализах содержание Na_2O повышается до 1,79-1,82 и K_2O до 0,5 мас.%. Химический состав клинопироксена в стекловатом матриксе подобен составу клинопироксена из центра вариолей. По классификации [9] они относятся к авгиту с величиной железистости (F) от 19,70 % до 42,40 %.

Химический состав авгита свидетельствует о сквозном его характере, кристаллизующейся до начала и непосредственно во время ликвационного разделения расплава, что отражается в его зональности, реагирующей на постепенную смену основности равновесного расплава.

Стекловатый базис в стекловатых зонах в ядрах глобул выполнен мелкокристаллическим дендритовидным, игольчатым, радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата, размер кристаллов которого менее 50-60 мкм. Его химический состав колеблется в

следующих пределах (в масс.%): SiO_2 от 62,74 до 66,29, Al_2O_3 от 16,49 до 17,98, K_2O от 13,67 до 15,39. В стекловатой массе в виде вытянутых кристаллов присутствует плагиоклаз размером до 20 мкм состава $\text{Ab}_{12.21-13.50}$; плагиоклаз сходного состава присутствует и в матриксе вариолитов.

В качестве аксессуарных минералов в матриксе и глобулах встречаются эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра с размером зерен до 10 мкм.

По химическому составу все выделенные разновидности ликвационных обособлений (вариоли, линзы, пленки) отвечают ряду андезитов – риолитов при доминировании в ликвате дацитовых и риодацитовых составов с кремнекислотностью 61-75 мас.%. Большая их часть относится к известково-щелочной, реже субщелочной серии ($3-5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7-10$ мас.%), и лишь часть может быть отнесена к щелочной серии.

Содержание петрогенных элементов в ликвате значительно варьирует (в масс.%): SiO_2 от 56,62 до 84,66; TiO_2 от 1,25 до 1,82; Al_2O_3 от 5,36 до 16,78; FeO (суммарное) от 2,84 до 7,40; MgO от 0,36 до 9,95; CaO от 1,53 до 11,77; Na_2O от 0,29 до 8,03; K_2O от 0,35 до 10,39. При этом повышенной щелочностью обладают краевые зоны крупных глобул.

Для микровариолей, не имеющих дифференцированное строения, вариации химического состава незначительные. По составу они близки к краевым зонам крупных глобул. Для них концентрация петрогенных элементов определена в следующих пределах (в масс. %): SiO_2 58,52-60,42, TiO_2 1,08-1,47, Al_2O_3 11,43-14,34, FeO 4,75-5,60, MgO 2,96-6,49, CaO 6,13-8,53, Na_2O < 0,39 и K_2O 7,97-10,63.

В породах подвергнутых ликвационному разделению установлена неоднородность состава матрикса. Так наряду с зонами, состав которых отвечает пикриту с содержанием (в масс. %) SiO_2 $42,07 \pm 3,45$, MgO $8,50 \pm 0,63$ и TiO_2 $1,45 \pm 0,09$, выявлены небольшие зоны высоко-

кремнистого типа с $\text{SiO}_2 = 52-55$ и с повышенным содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7-8$.

На новом этапе изучения нами выполнено прецизионное исследование распределения трасс-элементов в ликвационных фазах (Рис. 3).

Для анализа использовался квадрупольный масс-спектрометр X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific и приставка лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research). Система UP MACRO включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм. Анализ химического состава проводился при следующих параметрах работы лазера: энергия – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, скорость повторения – 10 Гц при размере пятна – 515 мкм.

Для очистки возможного загрязнения поверхности исследуемого образца проводился холостой проход лазером без проведения измерений с идентичными параметрами. Количественный анализ осуществлялся по внешней калибровке (стандарт – NIST612).

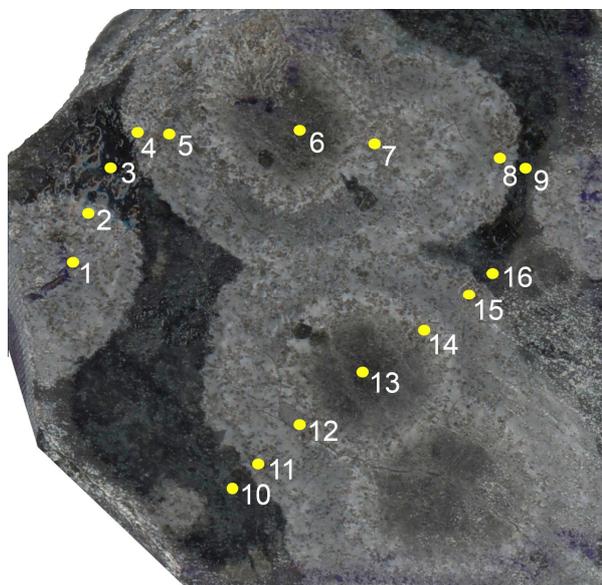


Рис. 3. Точки анализа LA-ICP-MS (зона массивных вариолитовых лав). Размер образца – 3х3 см.

Геохимический анализ матрикса подтвердил его неоднородность, что позволяет разделить его на 2 типа:

I тип характеризуется пологим распределением REE (Рис. 4, Табл. 1),

подобным N-MORB базальтам, с низким уровнем LREE, высокими концентрациями Ni (150-180 ppm), Cr (350-500 ppm). При этом данный тип матрикса имеет следы коровой контаминации, что маркируется аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Hf и Zr. Матрикс выявлен на участках лавовых потоков с единичными крупными (до 3 см в диаметре) вариолями или скоплениями мелких (<1 см) вариолей в виде пятен и линз.

II тип выявлен в областях пленочной расслоенности и зонах скоплений микровариолей (при размере глобул <0.3 мм). Для него установлено значительное обогащение LREE (Рис. 4, Табл.), а также отрицательные аномалии по Nb, Ti; содержания Ba и Rb ниже чем в I типе; слабо фракционированное распределение HREE элементов.

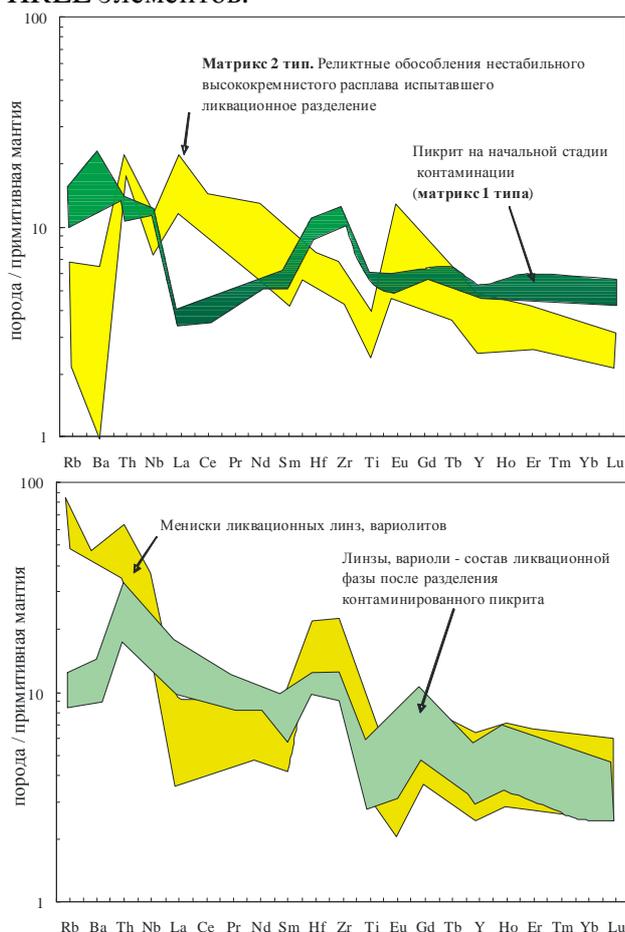


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов между ликвационными фазами.

Судя по концентрации (в ppm) U (0,3-0,5), Hf (3,8-5,1), Y (17-22), Zr (140-150),

матрикса выделенных типов имеют сходные характеристики и обогащены флюид-мобильными элементами (Be, Li, As).

По химическому составу краевые зоны – мениски вариолей, представляющие собою тонкие границы фазового раздела вариоль-матрикс толщиной от 70 до 300 микрон, более близки к матриксу II типа, о чем свидетельствует более высокий уровень содержания трасс-элементов.

Таблица. Содержание (ppm) трасс-элементов в ликвационных фазах (метод анализа LA-ICP-MS)

N:	28	16	15	14	13	27
	М	М	МК	К	Я	МГ
	2тип	1тип				
Ni	156.2	78.7	49.7	69.6	59.2	104.1
Co	82.8	47.9	23.0	26.5	37.1	49.5
V	316.5	119	165.9	158	152	307.6
Rb	9.51	1.98	38.33	3.99	4.17	12.51
Ba	135.6	6.262	302.8	39.24	27	148.4
Sr	53.02	147.3	88.86	184.2	140.9	561.1
Nb	15.95	16.26	19.63	19.38	18.25	16.47
Zr	213.9	111	186.2	182.2	177.5	170.5
Ti	8666	5889	7785	7150	6589	9661
Y	24.19	17.75	20.84	22.23	24.96	28.51
Th	2.049	8.56	3.57	3.988	3.728	2.622
Ga	20.45	22.6	8.521	10.66	14.69	14.79
Ge	2.085	1.561	1.208	1.44	1.452	1.834
As	2.43	1.668	1.643	1.652	1.694	2.186
Li	25.57	18.53	6.712	4.51	8.435	13.25
Be	0.63	0.852	1.175	1.567	0.968	1.222
Sc	57.8	29.05	35.76	35.18	26.67	52.86
Ag	0.136	0.068	0.118	0.13	0.199	0.107
La	3.963	30.97	6.257	14.31	21.03	12.06
Ce	9.955	45.42	16.03	31.27	38.54	27.97
Pr	1.969	5.953	2.515	4.332	5.617	4.489
Nd	11.41	26.33	12.97	19.97	25.37	22.8
Sm	3.882	5.345	3.785	4.703	5.65	6.302
Eu	1.06	2.367	0.677	0.871	1.024	1.653
Gd	4.423	5.278	4.25	4.788	6.026	6.653
Tb	0.776	0.76	0.679	0.76	0.864	1.042
Dy	4.935	4.031	4.131	4.513	5.015	6.028
Ho	1.024	0.75	0.869	0.874	0.986	1.193
Er	3.059	1.688	2.313	2.344	2.52	3.069

Tm	0.404	0.208	0.328	0.321	0.341	0.437
Yb	2.631	1.289	2.045	2.035	2.049	2.423
Lu	0.43	0.194	0.331	0.305	0.317	0.395
U	0.541	0.576	0.889	0.877	0.863	0.499
Hf	5.113	3.8	5.5	5.096	5.001	4.835
Ta	1.403	1.331	1.574	1.515	1.503	1.41

Примечание: М – матрикс, МК – мениск, К – край вариоли, Я – ядро вариоли, МГ – микроглобула

Значимые отличия в системе фазового раздела наблюдаются и по содержанию Th, Rb и Ba (в мениске их концентрация возрастает в 5 раз).

По данным распределения трасс-элементов во внутренних частях вариолей установлены следующие тенденции: от мениска к краевой зоне глобул повышается содержание La, Ce, Pr и сохраняется повышенный уровень Hf и Zr; в ядре резко увеличивается концентрация Eu при сохранении низких концентраций Rb, Ba и Th.

На основе анализа полученных результатов сделаны следующие выводы:

1. Состав предликвационного расплава сохранился и соответствует пикробазальту, геохимически близкого к I типу матрикса.
2. Ликвационное фракционирование в пикритовом расплаве было инициировано контаминацией корового материла. Об этом может свидетельствовать неоднородность химического состава матрикса (I и II типы) и обнаруженные в нем реликтовые участки с повышенным содержанием двуокиси кремния и щелочей.
3. Процесс ликвационной дифференциации в системе был многоступенчатым; он мог проходить еще до излияния расплава на поверхность.
4. Конечный продукт ликвационной дифференциации изученной системы имеет близкие геохимические характеристики независимо от объема несмешивающихся фаз, что фиксирует своеобразный предел ее развития.
5. Скорость ликвационной дифференциации была значительная. Об этом свидетельствует геохимическое сходство ликвационных пленок в зонах закалки

подушечных лав и крупных глобул в кровлях мощных лавовых потоков.

6. ICP-MS-геохимический анализ состава валовых проб, содержащих макро и микровариоли, дает усредненную характеристику объектов, стирая важные характеристические параметры ликвационных фаз.

Работы велись при поддержке РФФИ (Грант № 08-05-98817 p_север_a).

Литература

1. В.Ф.Смолькин Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука. 1992. 272 с.
2. С.А. Светов Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
3. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг Избр.труды. Т.1. М.: Изд-во АН СССР. 1949. 346 с.
4. В.А. Пугин., Н.И. Хитаров Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия, 1980, № 4. С. 496-512.
5. В.А. Пугин, Н.И. Хитаров. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия, 1982, № 1, С. 35-46.
6. С.А. Светов. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, н. 11. 2008. С. 120-134.
7. С.А.Светов, А.И.Светова, Т.Н.Назарова Вариолитовые лавы Ялгубы Центральной Карелии – классический пример ликвационной дифференциации в природных силикатных системах // Электронный журнал "Исследовано в России", 2008, № 17. С. 209-218.
<http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2008/017.pdf>
8. В.С Куликов., В.В Куликова., В.С. Лавров и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
9. N., J. Morimoto, A.K. Fabries, I.V. Ferguson, M. Ginzburg, F.A. Ross. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. V ol. 27. P. 143-156.

ИНТЕРВАЛЫ (3.05-2.68 МЛРД ЛЕТ) МЕЗОАРХЕЙСКОГО АДАКИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (В. ФЕННОСКАНДИЯ)

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.

*Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия
(ssvetov@krc.karelia.ru)*

Комплексное изучение процессов формирования андезитовых ассоциаций на ранней стадии развития Земли в палео- и мезоархее является ключевым методом реконструкции условий раннего корообразования. Важным объектом для проведения детальных реконструкций геодинамических режимов в этом временном интервале могут являться вулканы адакитового ряда, которые формируются на инициальной стадии развития субдукционных комплексов [1] в ходе непосредственного плавления слэба в режиме горячего и пологого погружения. Уникальность адакитов позволяет назвать их универсальным геодинамическим индикатором существования конвергентных процессов.

В пределах Фенноскандинавского щита древнейшее проявление адакитового и сопутствующего андезитового вулканизма связано с эволюцией конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, в пределах Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Зеленокаменный пояс содержит набор стратотектонических ассоциаций (СТА) представляющих контрастные геодинамические режимы формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3.05-2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный дацит-риолит-адакитовый (2.90-2.85 млрд. лет) комплексы [2,3].

Целью данной работы стало уточнение периодов формирования андезитовых ассоциаций в пределах конвергентной системы.

3.05-2.94 млрд.лет. Древнейшим в Водлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе является островодужный комплекс представленный реликтами вулканических

построек в пределах Хаутаваарской структуры (Хаутаваарская, Игноильская, Чалкинская, Няльмозерская палеовулканические постройки), сложенных дифференцированной БАДР (андезит-базальт-андезит-дацит-риолитовой) ассоциацией известково-щелочного ряда относимой к адакитовой серии.

Для ассоциации ключевым объектом является Игноильская адакитовая вулканическая постройка [3], для которой получены следующие U-Pb возрасты: нека - 2995±20 млн. лет [4], лав - 2945±19 млн. лет [5] и детритовых цирконов из терригенных граувак перекрывающих постройку - 2947±13 млн [6].

Вулканы и субвулканы данной серии, выявленные в Хаутаваарской зоне, характеризуются содержаниями SiO₂ на уровне 53 - 76 мас. %, что позволяет их классифицировать как высоко-кремнистые (HSA) разновидности с подчиненным количеством низко-кремнистых (LSA) литотипов [3]. Вариации содержания Na₂O изменяются от 2.5 до 5.6 мас.%, содержание MgO < 4 мас.% При этом адакиты характеризуются высокими содержаниями Sr от 260 до 800 ppm, Ba >350ppm, Zr -115-140ppm и U- 1.1-1.7ppm., при величине Sr/Y отношения на уровне 20 -123. Спектры распределения РЗЭ в адакитах характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Ti и деплетированы HREE [3]. На классификационной диаграмме (Рис.1) фигуративные точки мезоархейских адакитов Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса попадают в область фанерозойских адакитов Центральной и Южной Америки, и эталонным комплексам Северного Эквадора – вулкан Пичинча. Мезоархейские андезитовые вулканы прочих серий (дифференцированной БАДР,

толеитовой и высоко-Mg андезитов и др.) попадают в другое поле - островодужных известково-щелочных серий, формирующихся при плавлении метасоматизированной мантии, четко коррелируя с фанерозойскими аналогами.

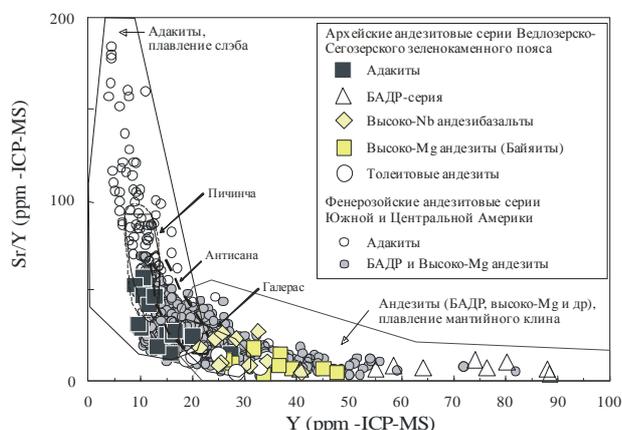


Рис.1. Диаграмма Y-Sr/Y для разделения островодужных серий

Дополнительным подтверждением существования вулканизма в этом интервале было получено при прецизионном датировании цирконов из лав толеитовых андезитов (Чалкинская палеовулканическая постройка) находящаяся в разрезе БАДР-адакитового комплекса (в переслаивании с туфами адакитового состава и андезитами известково-щелочного ряда). Опробование лавового потока (проба № 111-10) позволило из пробы весом в 15 кг, выделить лишь 11 зерен цирконов. При этом в результате измерений получены две изохроны – для нескольких зерен циркона 2971 ± 59 млн.лет (нами интерпретируется как время вулканизма) и 2804 ± 31 млн.лет (отражение поздних магматических и метаморфических событий). При этом в цирконах отмечаются значительные вариации Th/U отношения в изученных цирконах от 0.15 до 0.97, что не позволяют однозначно интерпретировать результаты.

Дополнительно следует подчеркнуть, что вместе с адакитами, в этом временном рубеже (3.05-2.94 млрд.лет) также развиты андезиты следующих серий: Nb-обогащенная БАДР серия, высоко-Mg

андезитовая (байяитовая) серия, толеитовая серия [3].

2.94-2.91 млрд.лет. Следующий временной интервал средне-кислого (адакитового) вулканизма проявлен не столь значительно в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и маркируется присутствием субвулканической фазы андезидацитового и дацитового состава. В частности, в пределах Койкарской структуры, описаны крупные субвулканические и небольшие дайковые тела, которые секут мафитовую (коматиит-базальтовую) часть мезо-архейского разреза и содержат в себе ксенолиты коматиитового и габбрового состава. U-Pb возраст (по циркону) субвулканических дацитов адакитовой серии равен 2935 ± 20 млн. лет [7]. Подобные дайки выявлены также в прочих структурах зеленокаменного пояса, в частности в Совдозерской.

Дополнительную информацию о существовании данного уровня средне-кислого магматизма удалось получить в ходе изучения детритовых цирконов из мезоархейских осадочных пород (представленных мафитовыми туффитами и хемогенными силицитами) в лавовой пачке перидотитовых коматиитов (нижняя части коматиитового разреза Хаутаваарской структуры). С целью определения временных рубежей формирования осадочных последовательностей в разрезе коматиит-базальтовой толщи из слоя туффита мощностью 1.5 м была отобрана проба (№ 6) весом 10 кг, из которой удалось выделить около 20 зерен циркона. Размер зерен от 0.35 на 0.10 – до 0.15 на 0.10 мм. Отдельные зерна выглядят слабо окатанными и корродированными. Микронзондовое изучение показало наличие включений ильменита, апатита, олигоклаза и фрагментарно сохраненное обрастание циркона каймами плагиоклаза (лабрадор-андезин). Для большинства зерен характерна магматическая зональность и хорошая сохранность ядерных частей кристаллов (Рис. 2).

В результате проведенного локального датирования цирконов на прецизионном вторично-ионном микро-

зонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ) с магматическим обликом и Th/U отношением 0.42-1.32, получена изохрона – 2917.2 ± 8.7 млн.лет (Рис.3).

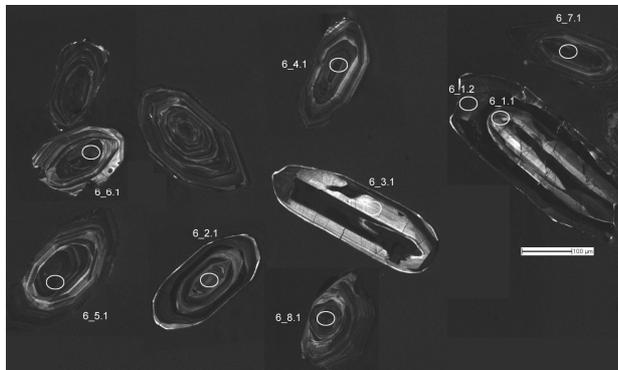


Рис.2. Морфология детритовых цирконов из мафитовых туфитов, Хаутаваарская структура

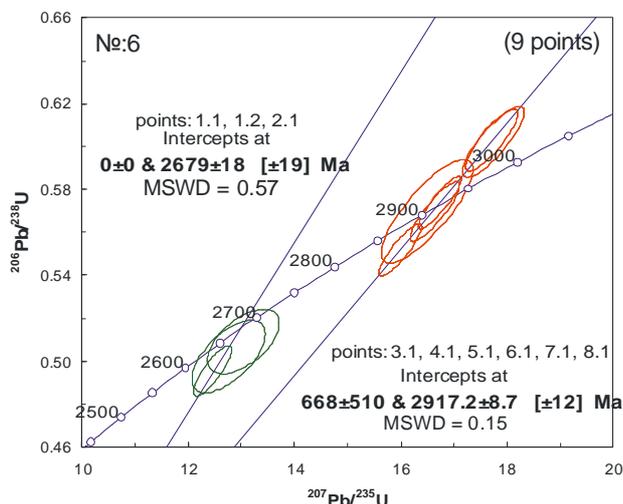


Рис 3. Изохроны для детритовых цирконов из мафитовых туфитов Хаутаваарской структуры

Полученное значение может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и одновременно как подтверждение существования еще одного рубежа средне-кислого магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Для второго типа цирконов, метаморфического генезиса, получена изохрона - 2679 ± 18 млн.лет (рис.3.), которая отражает время значительных тектоно-метаморфических процессов в пределах

Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

2.9-2.85 млрд.лет Данный этап магматической активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, маркируется палеовулканическими постройками андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах.

Существующие данные по реперной геохронологии ключевых объектов, позволяют корректно определить время формирования ассоциации на уровне 2.9–2.85 млрд. лет. Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить возраст для лав – 2860 ± 15 млн. лет [8], в Хаутаваарской структуре существуют датировки времени формирования лав дацитов – 2854 ± 14 млн. лет [4] и дайки дацитов – 2862 ± 45 млн. лет [5].

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская вулканическая постройка, прижерловые фации которой представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидалными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов, в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а также продуктов взрывных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

По геохимической характеристике вулканиты относятся к натровой серии ($K_2O/NaO=0.2-0.4$), представлены АДР-комплексом, в котором так же существенную роль играют адакитовые расплавы.

Основной областью распространения адакитов этого возраста является Семченская структура. Адакиты характеризуются аномально высокими содержаниями Ва (270-500ppm.), Sr (200-320 ppm.) и низкими концентрациями Nb (3.0-3.8 ppm.), Ti (3600-3800ppm.) и всех ТРЗЭ, при этом их общий уровень содержания значительно ниже, чем в адакитах древней островодужной системы.

Наряду с адакитовой серией в этом временном интервале так же проявлены вулканы Nb-обогащенного типа. По содержанию SiO_2 они отвечают андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью. Для вулкаников отмечаются повышенные содержания Nb (8-17 ppm), Sr (50–150 ppm), Ni (20–75 ppm), Zr (110-420 ppm), и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах. Часть риолитов (Эльмусская и Койкарская структуры) имеют повышенные концентрации Sr (до 250 ppm), Ba (до 1100 ppm).

В связи с тем, что проведенное ранее изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР серии Эльмусской структуры показало, модельные возраста вулкаников (по модели [9]) находятся в интервале от 3074 до 3283 млн. лет (наиболее древнее значение - 3506 млн. лет) при $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -1 до -6, нами проведена работа по датированию фрагмента Эльмусской палеовулканической постройки, представленной породами АДР-серии известково-щелочного ряда.

Проба (S-Emm-5) была нами взята из лав вулканической постройки, ее объем составил 12 кг, при этом из пробы удалось выделить более 300 зерен циркона. Циркон характеризуется призматическим, дипирамидально-призматическим обликом с высокой степенью идиоморфизма. Ядра имеют хорошую сохранность. По результатам датирования цирконов получена изохрона - 2866 ± 11 млн.лет, что хорошо коррелирует с временем формирования адакитов и прочих АДР-серий в структурах зеленокаменного пояса, отмечая пик магматической активности в этом временном интервале.

2.82-2.68 млрд.лет

Завершающая фаза формирования андезитовых ассоциаций в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе связана не только с формированием гранодиоритовых массивов санукитоидного ряда (в частности в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2790 ± 20 млн. лет [10], в Чалкинской структуре с возрастом

2745 ± 5 млн. лет [5] но и вулканических ассоциаций андезидацитового ряда в Хаутаваарской структуре.

Вулканы адакитового ряда представлены ограниченно в изучаемых постройках, формируя лишь отдельные дайки и туфовые прослои.

Наиболее широким распространением пользуются АДР-серии известково-щелочного ряда. С целью уточнения времени формирования вулкаников, предположительно относимых к этому интервалу, нами было проведено геохронологическое изучение породной ассоциации Масельгской палеовулканической постройки.

Для исследований нами была отобрана проба (№7) из лапиллиевых туфов дацитов прижерловой фации вулканической постройки объемом около 8 кг, выделено около 200 зерен циркона. Цирконы представлены удлиненными кристаллами торпедовидной, копьевидной, гиацинтовой формы. В отдельных зернах четко проявлена магматическая зональность. Th/U отношение значительно варьирует, от 0.03 до 0.85. В результате были получены две изохроны - 2743 ± 12 млн. лет, что идентично времени формирования близлежащего Чалкинского массива санукитоидов и 2686 ± 18 млн.лет (подобные значения уже отмечались ранее в цирконах из высокомагнезиального комплекса Хаутаваарской структуры, рис. 3).

Близкие возрастные значения были также получены для субвулканического некка (проба Св-05-13) у оз.Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку. Объем пробы составил 10 кг, при этом из концентрата выделено 28 зерен циркона. В зернах слабо выражена зональность, присутствуют включения кварца, биотита, апатита, хлорита. Th/U отношение в цирконах 0.93-1.45. По результатам измерений нами получена изохрона - 2765 ± 13 млн.лет, для одного зерна установлено значение - 2811 ± 12 млн.лет.

Подводя итог проведенной работе, можно сделать следующие выводы:

Андезитовый вулканизм в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проявлялся многократно, в качестве основных пиков магматической активности могут выступать интервалы: 3.05-2.94; 2.94-2.91; 2.90-2.85; 2.82-2.68 млрд.лет.

Пики магматической активности были связаны с эволюцией конвергентной системы на западном фланге Ведлозерского блока, и маркируют различные эпизоды развития зоны перехода, от древнейшего островодужного (3.05- 2.94 млрд.лет), окраинно-континентального (2.90-2.85 млрд.лет) до заключительного транспрессионно-транстензионного (2.82-2.68 млрд.лет) этапов.

Адакитовые серии формировались на протяжении всех временных этапов, отражая важную роль субдукционных процессов в развитии конвергентной системы.

Массовое присутствие цирконов с возрастными 2.8, 2.74 и 2.68 млрд.лет (характеризуемых значительными вариациями Th/U отношений) во всех ассоциациях южной части зеленокаменного пояса позволяют предполагать значительную реактивизацию территории в интервале 2.80-2.81 млрд. лет, и особенно во время пика санукитоидного магматизма в интервале 2.74-2.67 млрд.лет.

Литература

1. *M.J. Defant, M.S.Drummond.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. №347. P.662–665.
2. *С.А.Светов* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. 115с.
3. *С.А. Светов.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005. 230с.
4. *С.А. Сергеев* //автореф. дис. ...канд. геол.-минер.наук. 1989. 24с.
5. *Г.В.Овчинникова, В.А.Матреничев, О.А.Левченков, С.А.Сергеев и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // *Петрология*, т.2., №3. 1994. С. 266-281.
6. *С.А.Светов., Н.М.Кудряшов, Ю.Л.Ронкин и др.* Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // *Доклады РАН* 2006. т.406. N:3. С.370-374.
7. *Е.В.Бибикова, И.Н.Крылов.* Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // *Докл. АН СССР.*1983. Т.268, №5. С.1231-1235.
8. *А.В.Самсонов, Е.В.Бибикова, И.С.Пухтель* Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение// Тезисы докладов в кн.: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8-11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы Минерал. 1996. С. 74-75.
9. *D.J.DePaolo, A.M.Linn, G.Schubert.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // *J. Geophys.* 1991, Res. 96. pp. 2071–2088.
10. *Е.В.Бибикова* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука. 1989. 256с.

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ (ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS)

Светова Е.Н., Светов С.А., Степанова А.В., Парамонов А.С.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (ensvetova@igkrc.ru)

Широкая распространенность кварца в земной коре обуславливает возможность его использования в качестве модельного объекта для решения большого круга минералогических, геологических проблем, таких как типоморфизм и генетическая информативность минералов [1,2], корреляция геологических образований, геохимическая характеристика процессов магмо- и рудообразования [3]. Основу таких исследований составляют данные о составе и содержании всегда присутствующих в кварце элементов-примесей, как изоморфно входящих в кристаллическую решетку кварца, так и рассеянных, связанных с ультрамелкими минеральными и газожидкими включениями.

Возможность прямого экспресс-определения низких содержаний большого набора примесных элементов в твердофазных природных объектах дает современный высокочувствительный метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией проб - LA-ICP-MS [4].

В данной работе показаны результаты изучения распределения редких и редкоземельных элементов в кварце различного генезиса, проведена его геохимическая типизация на основе анализа кварца из реперных объектов мезоархейского и палеопротерозойского возраста Центральной Карелии.

В коллекцию для исследования, в качестве ключевых, вошли следующие пробы кварца:

- хемогенного происхождения (из архейских силицитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса);

- первично-магматического генезиса из кварцевых порфиров сумийского возраста (Лехтинской структуры) и порфировых лав

андезидацитов лопия (Игноильская структура);

- постмагматического кварца из миндалекаменных лав андезидацитов (Эльмусская, Семченская и Кумсинская структуры) сумийского возраста;

- кварца из гидротермальных жил (Эльмусская и Койкарская структуры);

- терригенно-метаморфического кварца из суперзрелых палеопротерозойских кварцитов Шокшинской структуры;

- кварцевых галек из ятулийских конгломератов Гирвасской структуры.

Анализ проб выполнялся на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES-2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro фирмы New Wave research (лазер Nd:Y AG, длина волны излучения 266 нм, энергия импульса – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота повторения импульса 10 Гц, диаметр пятна абляции – 515 мкм). Расчет концентрации производился методом внешней калибровки с использованием стандартного образца NIST 612. В ходе анализа выполнялось определение 40 рассеянных элементов. Пробоподготовка включала изготовление пластинок из кварцевых образцов размером 1×1 см, при этом для анализа выбирались гомогенные, не имеющие минеральных включений участки. Чистота кварцевых проб (отсутствие минеральных включений) контролировалась с использованием сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments).

В ходе анализа для каждой пробы проводилось измерение концентраций редких и редкоземельных элементов в пяти точках (рис. 1) для получения статистически достоверных результатов.

Прецизионный элементный анализ показал, что кварц всех изучаемых генетических групп содержит широкий набор элементов-примесей, таких как: Li, Be, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, In, Sn, Sb, Ba, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U, REE, при этом концентрации отдельных элементов значительно варьируют в разных типах кварца.

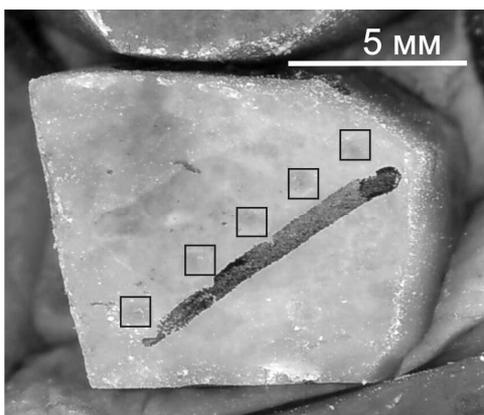


Рис. 1. Схема участков лазерной абляции на кварцевой пробе.

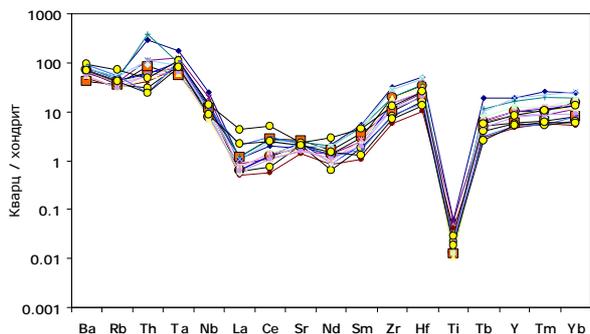


Рис.2. Спайдерграмма для кварца хомогенного происхождения

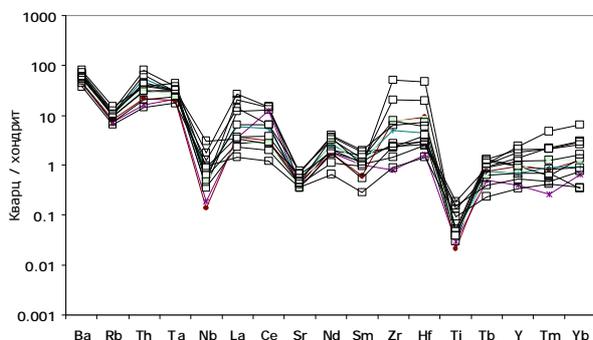


Рис.3. Спайдерграмма для кварца терригенно-метаморфического происхождения(кварциты).

Наиболее значимые отличия в концентрациях отмечаются для флюид-

мобильных элементов (Be, Li, As), транзитных (Cu), высокозарядных (Sc, Y, Zr, Nb, Ti) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr), что, несомненно, связано с условиями кристаллизации кварца.

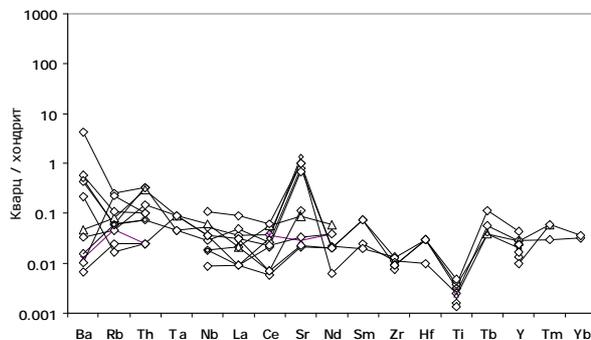


Рис.4. Спайдерграмма для кварца гидротермального происхождения

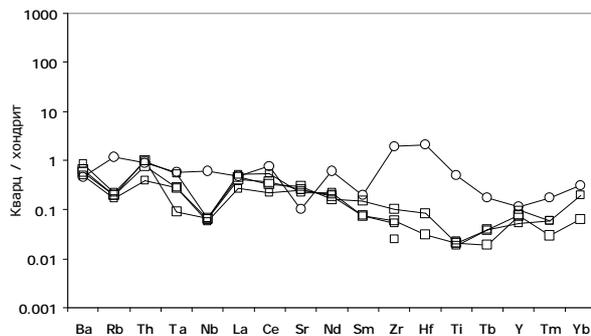


Рис.5. Спайдерграмма для кварца магматического и постмагматического происхождения

На спайдерграммах (рис.2-5) исследуемых проб кварца видны значительные отличия как в топологии трендов (уровне концентрации редких, редкоземельных элементов), так и характера наблюдаемых аномалий.

Максимальный уровень содержания рассеянных элементов наблюдается в кварце хомогенного происхождения (рис.2.). В нем так же отмечаются значительные концентрации Ba, Rb, Th, Ta, отрицательная аномалия по Ti и значительное обогащение в области ТРЗЭ.

Для терригенного кварца (рис.3.) из суперзрелых кварцитов так же типичным является высокое содержание рассеянных элементов, при значительной обогащенности кварца Ba, Th, La, Ce, Zr, Hf и ТРЗЭ.

Обращают на себя внимание характерные отрицательные аномалии по Rb, Nb, Sr и Ti.

Магматический и постмагматический кварц (рис.3,4) имеет минимальные концентрации рассеянных элементов, что позволяет его легко отличать от гидротермального, для которого при близком уровне концентраций характерны положительные аномалии по Th, Sr, Sm, Hf, Tb и отрицательная по Ti (рис.4, 5).

Таким образом, проведенное геохимическое исследование показывает правомерность использования редких и редкоземельных элементов не только для классификации кварца, но и позволяет получить инструмент для реконструкции его минерогенетической истории.

В качестве апробации данного метода, нами была предпринята попытка изучения по вышеописанной схеме, кварцевых галек из ятулийских полимиктовых конгломератов Центральной Карелии (район п.Гирвас) (рис.6), с целью определения источников терригенного кварцевого материала и его генетического типа.



Рис.6. Кварцевые конгломераты ятулия Центральной Карелия.

Для решения данной задачи было произведено опробование галек конгломератов (15 проб) отличающихся макроскопически (по степени прозрачности, цвету, количеству минеральных включений и т.д.).

Аналитические работы показали, что геохимический состав кварца в галках неоднороден и соответствует разным генетическим типам (рис.7).

Сопоставление химического состава кварца из галек конгломератов с составом изученных нами ранее генетических типов кварца позволяет говорить о трех его разновидностях в составе гальки конгломератов: имеющих хемогенное, гидротермальное и постмагматическое происхождение.

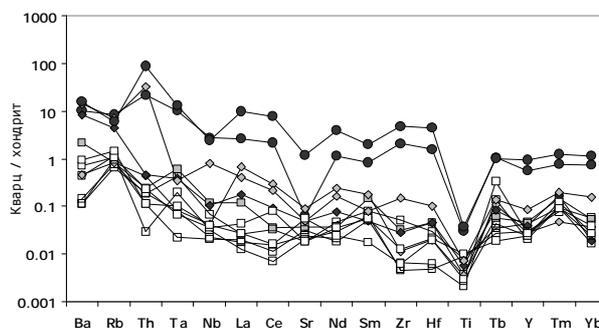


Рис.7. Спайдерграмма для кварца из ятулийских конгломератов Центральной Карелия.

Таким образом на основе проведенных исследований могут быть сделаны следующие выводы:

- 1) Вариации в распределении редких, редкоземельных элементов в генетически различных типах кварца позволяют проводить его геохимическую классификацию, подтверждая представление о наследовании кварцем химических особенностей среды минералообразования.
- 2) Содержание элементов-примесей в кварце могут быть использованы для реконструкции его генетической истории, а в случае изучения осадочных породных комплексов позволяют диагностировать источники сноса материала.
- 3) Перспективным на наш взгляд является изучение геохимии кварца связанного с гидротермальными золоторудными месторождениями, с целью корректной реконструкции условий формирования рудогегерирующих систем.

Литература

1. В.И. Павлишин Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наукова Думка, 1983. 233 с.
2. Г.А. Юргенсон Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с
3. Т.Т.Ляхович Геохимические особенности

кварца гранитоидов корового и мантийного происхождения // Геохимия, 1991. №2. С.288-291

4. *Н.Н.Адамович, С.В.Палесский, С.Л.Вотяков* Метод LA-ICP-MS в минералогеохимических исследованиях: методические аспекты //Тезисы докладов совещания "Магматизм и метаморфизм в истории Земли". Екатеринбург. 2010. Том 1. С.32-33.

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Свешников К.И.

Российский университет дружбы народов, г. Москва (sveshn42@mail.ru)

Вопросы распознавания (разграничения) являются краеугольным камнем при решении всех проблем [4], касающихся закономерностей распространения и происхождения магматических ассоциаций. При решении их весьма информативной оказалась мало используемая другими исследователями треугольная диаграмма «Железо – Магний – Кальций». Достоинством последней является возможность отражения на ней точек типовых составов темноцветных порообразующих минералов, играющих

важнейшую роль при процессах дифференциации ультраосновных и основных расплавов. Применительно к ультрамафит-мафическим и мафическо-салическим ассоциациям последнее подтверждается тем, что большая часть петрохимических трендов начинаются и заканчиваются в точках, соответствующих на диаграмме тем или иным темноцветным минералам. Соответственно, такие тренды можно называть не просто петрохимическими, а петрографо-петрохимическими (рис.1).

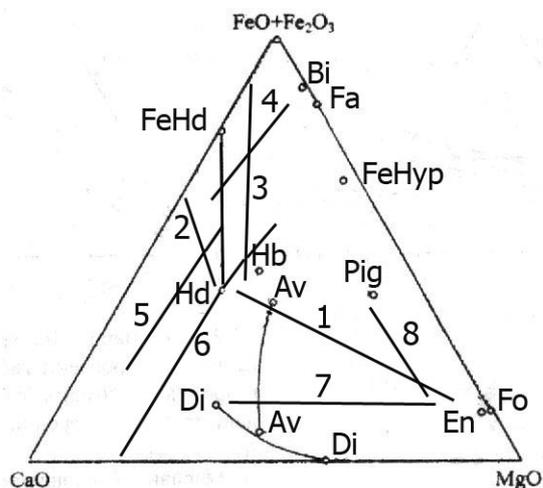


Рис. 1- Положение типовых трендов на диаграмме «Железо – Магний – Кальций».

Условные обозначения Fo - форстерит, Fa - фаялит, En - энстатит, FeHyp - феррогиперстен, Pig - пижонит, Av - авгит, Di - диопсид, Hd – геденбергит, FeHd - феррогеденбергит Hb – роговая обманка, Bi - биотит, A – андезит по Р. Дэли.

1 – Оливин-геденбергитовый тип трендов. Этому типу соответствуют тренды базальтов COX, бонинитовых серий, ультрамафитов океанов, по [11]. Среди континентальных серий ему отвечают На-базальтовая, андезит-базальтовая, базальт-липаритовая, базальт-андезитовая формация, по [7], коматиитовые формации фундамента древних платформ, дунит-клинопироксенитовые массивы Урала. Одним из наиболее известных

представителей трендов этого типа может служить Великая Дайка Родезии (Зимбабве).

2, – Геденбергитовому, (геденбергит-феррогеденбергитовому) типу трендов отвечают известковощелочные формации Аляски, Японии, Камчатки, субщелочные базальты Камчатки, вулканы Исландии и Южно-Сандвичевых островов, щелочные базальты Атлантики, [3,11]. Близки к ним тренды 3-го типа.

3 – Тренды этого типа начинаются в точках геденбергита или авгита и «стремятся» к точке на стороне треугольника, занимающей промежуточное положение между составом феррогеденбергита и вершиной треугольника FeO^* . Этому типу отвечают трапповая, сиенит-габбровая, монзонит-сиенитовая формации [7], щелочные базальтоиды Африканского рифта [5]. Как видно из рисунка они субпараллельны трендам второго типа и, в целом, близки к ним по минеральному составу; в то же время между ними существует существенное отличие – тренды второго типа расположены на диаграмме слева от линии «геденбергит – феррогеденбергит», а третьего типа – справа. Другими словами. Тренды второго типа отличаются повышенными содержаниями кальция, а третьего – железа.

4 – Феррогеденбергит-биотитовому типу отвечают тренды дацит-липаритовых, липаритовых, трахилипаритовых формаций, по [7]. Им субпараллельны тренды так называемых «сиенитоидных» [9] и диорит-гранодиоритовых ассоциаций (соответственно, типы 5 и 6 на рисунке).

Тренды 7 и 8 соответственно отвечают кимберлитовым и лампроитовым ассоциациям, по [10].

Петрохимические отличия перечисленных групп трендов проявлены не менее отчетливо, чем петрографические. Тренды 1-го типа характеризуются последовательным изменением относительных количеств магния при приблизительно постоянных количественных соотношениях железа и кальция. Для трендов 2-го типа характерно изменение отношений железа к магнию при приблизительно постоянном относительном количестве кальция. Тренды 3-го типа отличаются переменным количеством относительных содержаний железа при приблизительно постоянной величине соотношений кальция и магния. Тренды 4-го, 5-го и 6-го типов отвечают примерно постоянным содержаниям магния (различным для разных

трендов) и переменными соотношениями кальция и магния. Для трендов 7-го типа характерно примерно постоянное содержание железа и переменные количественные соотношения магния и кальция. Для трендов 8-го типа характерно близкое к постоянному содержанию кальция и переменные соотношения железа и магния. Помимо показанных на рисунке, существует, по меньшей мере, еще один широко распространенный тип трендов, отвечающий расслоенным габброидным массивам, содержащим в качестве обязательных членов габбронориты (Бушвельдский массив и подобные ему), и плутонам габброанортозитов (Джугджурский, Адирондакский и другие подобные им). Тренды всех этих тел начинаются в разных точках на линии треугольника «железо – магний» и сходятся в области, прилегающей к вершине треугольника «кальция» (т.е., исходные точки трендов отличаются соотношениями железа и магния, а в ходе дифференциации расплавов тренды все более сближаются). Несмотря на индивидуальные отличия, каждый отдельно взятый тренд характеризуется примерно постоянными количественными соотношениями железа и магния и переменными – кальция (рис. 2)..

С точки зрения возможного практического использования полученные тренды могут оказать существенную помощь при разграничении близких по составу (например, трапповых и натриевобазальтовых формаций) или по строению (например, расслоенные габброидные массивы могут отвечать трем различным типам трендов, отличаясь одновременно и потенциальной металлоносностью). Одновременно, можно полагать, что отличия между трендами разной направленности (и, соответственно, с разными петрохимическими соотношениями железа, магния и кальция) должны отражать какие-то фундаментальные отличия в происхождении и составе исходных магматических расплавов. Известные физико-химические диаграммы, отражающие возможные пути кристаллизации таких расплавов, так же как и оценки глубины

зарождения последних, не дают достаточных оснований для объяснения установленных отличий. Например, исходные расплавы известковощелочных вулканических серий и вулканитов Исландии, по существующим оценкам, возникают на существенно различных глубинах – соответственно, 40 –

60 и 90 – 120 км [11]. Характер трендов их достаточно сходен. В то же время считается, что базальты СОХ возникают на глубинах 20 – 80 км (там же), т.е., примерно в том же интервале, что и известковощелочные ассоциации, но характер трендов их существенно отличен от вышеупомянутых.

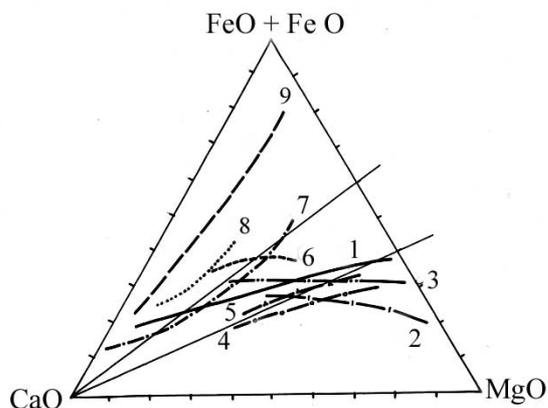


Рис. 2. Тренды расслоенных габброноритовых массивов

Массивы: 1 – таллаинского комплекса р. Витим; 2 – массив Кивакка (Карелия); 3 – Липовый Куст (Воронежский кристаллический массив); 4 – массивы Брунган и Калбак-Даг (Тува); 5 – массив г. Ханга (Тува); 6 – Рыбинский массив (Кузнецкий Алатау); 7 – массив Булкинский (Алтай-Саянская область); 8 – Якутский массив р. Витим; 9 – Чинейский массив Восточной Сибири

При рассмотрении рис. 1 обращает на себя внимание существование двух различных областей, в которых сходятся (точнее начинаются) тренды. Одна из них близка к составу магнезиального оливина и существование этой области можно объяснить преимущественно пикритовым составом, возникающих здесь мантийных расплавов. Вторая область соответствует на диаграмме полю, включающему точки составов геденбергита, авгита и роговой обманки. Этой же области отвечает и средний состав андезитов, по Р. Дэли. При этом тренды, начинающиеся в этой области, отвечают ассоциациям, возникающим, по общему мнению, в мантии, причем на разных глубинах (см. выше приведенные оценки глубины зарождения расплавов). Если для известковощелочных ассоциаций, возникающих на относительно небольших глубинах в зонах субдукции, можно предположить участие в расплавах какого-то количества корового (андезитового по составу) материала и (или) воды, то для объяснения характера трендов базальтоидов океанических островов, также начинающихся

в «андезитовой» области, но являющихся производными значительно более глубинных расплавов, такое объяснение не подходит. В этой связи весьма любопытны экспериментальные данные, показавшие возможность выплавления андезитов на глубинах 100 – 150 км [8, с. 178], но дальнейшего развития эти данные не получили, и проблема соответствия части базальтоидных трендов «андезитовой» области остается открытой.

Традиционно рассматриваемые факторы – температурный режим, величина литостатического давления (глубина образования расплавов), присутствие водного флюида хорошо объясняют отличия между магматическими ассоциациями, отвечающими одному тренду (в первую очередь, количественные соотношения породных разновидностей с разным содержанием кремнезема). Такие ассоциации (например, коматиитовые, базальтовые СОХ, натриевобазальтовые континентов), зарождаясь, вероятно, на несколько различной глубине (т.е., в сходных, но

несколько различных Р-Т-условиях) обладают одинаковыми или сходными ведущими минеральными парагенезисами, достаточно близкими наборами петрографических разновидностей. За счет разных количественных соотношений последних составы ассоциаций оказываются как бы «сдвинуты» вдоль одной линии в область ультраосновных (вблизи точки оливина) или основных (вблизи точки геденбергита) составов. Все эти модели, однако, не могут ответить на вопрос, почему, например, дифференциация обогащенного оливинным компонентом (пикритового?) расплава идет от точки оливина в одних случаях в сторону диопсида, в других – в сторону геденбергита, в третьих – в сторону пижонита (см. тренды 7, 1, 8 на рис.).

Сопоставление перечней ассоциаций с их геотектоническим положением показывает, что ассоциации с оливин-геденбергитовым трендом дифференциации преимущественно связаны с начальными стадиями океанического магматизма или же с начальными стадиями заложения складчатых поясов на континентах, т.е., возникали в условиях горизонтального растяжения. Ассоциации 4-го, 5-го, 6-го типов с геденбергит-биотитовыми трендами изучавшими их исследователями относятся к разным тектоническим этапам (позднегеосинклинальному, орогенному, автономной активизации), но все они имеют нечто общее - связь со структурами, несогласно наложенными на складчатое основание (вулканогенно-осадочными впадинами, вулканогенными и плутоническими поясами). Можно предположить, что при формировании этих ассоциаций доминировали контрастные вертикальные перемещения («глыбовая тектоника»). Известковощелочные ассоциации (2-й тип), по-видимому, возникают в условиях субгоризонтального сжатия. Во всех подобных случаях можно полагать, что ведущим фактором при магмообразовании служил перепад давлений в разных частях

области магмообразования (т.е., процессы имели адиабатический характер). Для магмообразования в зонах СОХ такой механизм можно считать общепризнанным; вероятно, основные положения его приложимы и к другим геодинамическим обстановкам. К постановке проблемы и рассмотрению влияния градиентов Р-условий близко подошли И.И. Абрамович, В.В. Груза, И.Г. Клушин с соавторами [1,2], разработавшие на примере латеральной петрохимической зональности островодужного магматизма модель «термобарического мантийного сепаратора» и показавшие различия в поведении щелочей, титана и алюминия во фронтальных и тыловых частях островодужных геодинамических систем. Различия в поведении железа, магния и кальция эти авторы не анализировали, по-видимому, за неимением адекватного метода сопоставления данных (в подобных случаях определение средних содержаний и коэффициентов корреляции между элементами, широко применявшееся указанными исследователями, оказывается мало информативным).

Построение подобных диаграмм может служить основой для сопоставления процессов дифференциации не только магматических ассоциаций разных регионов Земли, но и Земли и Луны. Рассматривая химические особенности лунных магматических образований, исследователи [6] приходят к двум, имеющим непосредственное отношение к рассматриваемой проблеме выводам: 1) наиболее информативным параметром при попытках классификации лунных пород оказывается содержание не щелочей (как принято для земных магматитов), а магния; 2) степень изученности лунных пород позволяет наметить среди них шесть магматических ассоциаций. Первая из них представлена сочетаниями пикробазальтов, оливинных базальтов с перидотитами и оливинными меланогаббро. Эта ассоциация отличается однопироксеновым характером и

проявлена в лунных «морях». Для второй ассоциации характерно сочетание оливиновых и высокоглиноземистых базальтов с «полной гаммой плутонических пород, характерных для земных расслоенных интрузий – с троктолитами, шпинелевыми троктолитами, оливиновыми габбро и лейкогаббро, оливиновыми норитами и анортозитами» там же, стр. 404). По-

видимому, близка к ней и шестая ассоциация двупироксеновых базальтов, приуроченных к материковой центральной части Луны. Вынесение точек составов лунных пород на диаграмму «железо – магний – кальций» показало, что здесь отчетливо могут быть обособлены два тренда, один из которых весьма близок оливин-геденбергитовому, а второй – оливин-плагиоклазовому (рис. 3).

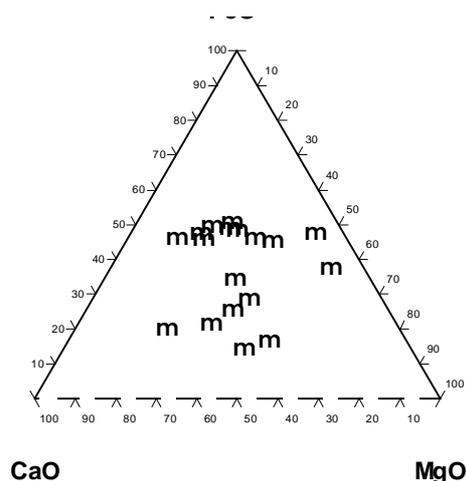


Рис. 3. Положение точек составов лунных пород на диаграмме «железо – магний – кальций»

При этом первый тренд (верхний на рисунке) явно отвечает первой из названных выше лунных ассоциаций и связан с лунными «морями» - структурами, более поздними по отношению к лунным «материкам». Соответственно, можно предположить, что лунные «морья» отвечают структурам растяжения. Второй тренд (нижний на рисунке) обладает значительным сходством с наиболее магнизальными представителями оливин-плагиоклазовых земных трендов (см. рис. 2) и, вполне естественно, что ему соответствуют породы, однотипные породам расслоенных земных интрузий. Судя по приводимым данным [6], этот тренд отвечает породам, обнажающимся преимущественно на лунных «материках». Насколько можно судить по приведенным данным, высокоглиноземистые разновидности лунных пород проявлены преимущественно в материковых структурах, а сам фактор повышенной глиноземистости отражает главным

образом величину давлений, при которых происходит дифференциация исходных магм (там же, стр. 396). К подобному выводу приводит изучение геодинамического положения земных магматических ассоциаций, наиболее глиноземистые из которых (как базиты, так и гранитоиды) оказываются связанными с зонами сжатия [12]. Скорее всего, по мере расширения наших знаний о составе лунных пород станет возможным выделение и каких-то иных петрохимических трендов. Пока же можно сказать, что два выделенных тренда отвечают условиям сжатия (или стабильного состояния?) и растяжения, проявлявшимся, соответственно, в более ранних материковых и более поздних морских структурах Луны.

Построение рассмотренных выше трендов и выделение на этой основе петрохимических закономерностей, контролирующих эти тренды, позволяет предположить, что градиенты содержания

железа, магния, кальция в расплавах возникают в результате действия «термобарического сепаратора» и обуславливают дальнейшие отличия в направленности процессов дифференциации расплавов. К сожалению, такое предположение может быть проверено лишь при постановке экспериментальных исследований по изучению процессов плавления и кристаллизации в условиях градиентов давлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта №П241, в рамках реализации Федеральной целевой программы.

Литература

1. Абрамович И.И., Груза В.В., Клушин И.Г. и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.; Недра, 1984.
2. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение земли. Л.; Недра, 1978.
3. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1967.
4. Браун Д.М. Проблема разнообразия изверженных горных пород // Эволюция изверженных пород. М., Мир, 1983. С. 15 – 23.
5. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
6. Магматические горные породы. Основные породы / Отв. Ред. Е.В. Шарков. М., наука. 1985, 485 с.
7. Магматические формации СССР. Т. 1, 2. /Ред. В.Л. Масайтис. Ленинград, Недра, 1979.
8. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973.
9. Свешников К.И. Некоторые петрохимические тенденции в щелочных магматических ассоциациях // Научные работы УкрНДМИ. Сборник научных работ, Донецк, 2009, № 5, ч. II, стр. 57 – 66.
10. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. с соавт. Карбонатиты и кимберлиты. – М.: НИА – Природа, 2005. – 540 с.
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд. МГУ, 1997.
12. Sveshnikov K.I. Parallelism of composition's changeability of ultramafic-mafic and salic magmatic associations in the conditions of "tension – contraction" // Geochemistry of magmatic rocks/ Russia – Ukraine, 2010, p.191 – 192.

СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОРОНЕЖСКО-УКРАИНСКОГО ГЕОБЛОКА С ГЛУБИНЫМИ ТЕТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ**Свешников К.И.***Российский университет дружбы народов, г. Москва (sveshn42@mail.ru)*

Фундамент Восточно-Европейской платформы состоит из структур I-го порядка - геоблоков, каждый из которых, начиная с раннего докембрия, развивался независимо от других. Воронежско-Украинский геоблок отвечает южной части фундамента платформы. Наиболее низкое стратиграфическое положение в геоблоке занимают гранулитогнейсовые комплексы (побужская, брянская серии и их аналоги). Все прочие комплексы распространены лишь на отдельных площадях и, судя по имеющимся данным, никогда не охватывали всей территории платформы. Это позволяет выделить в строении фундамента два структурных этажа, низший из которых - гранулитовый цоколь, частично переработанный и уничтоженный более поздними геологическими процессами, имел первоначально площадное распространение, в то время как все прочие комплексы второго этажа образуют наложенные или вложенные в цоколь структуры. Среди комплексов второго этажа в возрастной последовательности выделяют амфиболито-гнейсовые (аульская, росинско-тикичская, обоянская серии), зеленокаменные (конкско-верховцевская, михайловская серии), метавулканогенно-хемогенно-терригенные (криворожская, курская серии), метатерригенные (тетеревская, кировоградская, воронцовская серии) и терригенно-вулканогенные стратифицированные комплексы (клесовская, лосевская серии, самбекский вулканоплутонический комплекс), каждый из которых сопровождается определенным набором плутонических образований.

Наиболее протяженной и, вероятно, наиболее древней линейной структурой, пересекающей Воронежско-Украинский

геоблок, является субмеридиональный Африканско-Лапландский линеамент, прослеживающийся от юго-восточной Африки до Кольского полуострова и пересекающий Воронежско-Украинский геоблок по линии Херсон – Смоленск [2]. Земная кора к западу от линеамента является более мощной по сравнению с восточной частью геоблока, в пределах самого линеамента мощность коры минимальна для всего геоблока. С этим линеаментом совпадает осевая линия наиболее крупного из метатерригенных прогибов – Кировоградского, а в пределах последнего – ряда крупнейших из известных на рассматриваемой территории гранитоидных массивов (Вознесенского, Кировоградского, Новоукраинского, Корсунь-Новомиргородского).

Коллективом петрологов была предпринята попытка составления карты верхней мантии для территории Советского Союза [1, с. 76]. На этой карте показано, что под западной частью Украинского щита мантия отвечает графит-пироповой, под восточной – шпинель-пироксенитовой фации. Граница между мантийными фациями примерно отвечает положению линеамента. Проведенное нами сопоставление подобных по составу и геологическому положению раннедокембрийских мантийных производных показало, что все такие породы к западу от линеамента стабильно отличаются от развитых восточнее повышенной железистостью. Таким образом, рассматриваемый линеамент делит геоблок на два сегмента – Западный с относительно железистой и Восточный – с относительно магнезиальной мантией, что находит отражение как в геофизических, так и геологических данных. Согласно радиологическим данным по Украинскому

щиту, эти отличия существовали уже в раннем архее и влияние их ощущается, по крайней мере, до конца архея. Соответственно, можно предположить, что данный линеамент должен был заложиться еще до отражения его в особенностях геологического строения, то есть, на догеологическом этапе (возможно, такие линеаменты древнейшего возраста соответствуют структурным швам между планетезималями, сохранившимися со времени аккреции планеты и периодически «просвечивающим» через «плавающие» над ними плиты)..

Следующим после вулканических излияний во время формирования гранулитогнейсовых стратифицированных комплексов стало внедрение тел метапироксенит-перидотитов, тела которых образуют несколько субмеридиональных плутонических полос. По геофизическим данным, этим полосам отвечает увеличение глубины залегания поверхности Мохо до 50 км при глубине меньше 40 км за пределами таких полос. В пределах последних разрез земной коры на всю мощность сложен аномально плотными и аномально магнитными породами; по петрографическим данным, здесь присутствуют эклогитоподобные и гранат-дистеновые породы. Это позволяют полагать, что подобные полосы отвечают глубинным разломам, заложившимся в раннем архее и сопровождавшимся образованием коро-мантийной смеси на глубине и импрегнированием тел ультраосновного состава в верхние части зон разломов в условиях режима сжатия.

Стратиграфически выше гранулитогнейсовых комплексов залегают амфиболито-гнейсовые. По мнению большинства исследователей, «основу» последних составляют вулканы. В восточной части геоблока они образуют

Курско-Днепровский пояс, состав вулкаников которого (аульской серии) отвечал, по-видимому, толеитовой серии, в западной – Росинско-Тикичский пояс; магматическая составляющая слагающей пояс росинско-тикичской серии отвечает известковощелочной серии. Можно полагать, что указанные отличия обусловлены соотношениями амфиболито-гнейсовых поясов с рассмотренными выше зонами сжатия, сопровождающимися телами метагипербазитов. Так, толеитовые вулканы образуют Курско-Днепровский пояс в полосе между двумя зонами сжатия – Орехово-Павлоградской и Криворожско-Крупецкой. Известковощелочные вулканы возникают в условиях сжатия, соответственно, осевая линия вулкаников росинско-тикичской серии совпала с Первомайско-Трактемировской зоной сжатия. В региональном плане Курско-Днепровский пояс практически под прямым углом упирается в южную границу Волго-Камского геоблока, сложенного толщами, занимающими наиболее низкое стратиграфическое положение в сводном разрезе гранулитогнейсового цоколя фундамента Восточноевропейской платформы; контуры его достаточно близко совпадают с мантийной структурой, показанной на схеме мантийных фаций [1, с. 76]. К северу от Волго-Камского геоблока, по данным ряда исследователей, намечается продолжение амфиболито-гнейсового пояса, однотипного Курско-Днепровскому. Общее расположение структур в восточной части фундамента платформы весьма подобно положению сколовых трещин, возникающих при тектонофизическом моделировании давления жесткого тела на относительно пластичную среду в западном направлении (рис. 1).

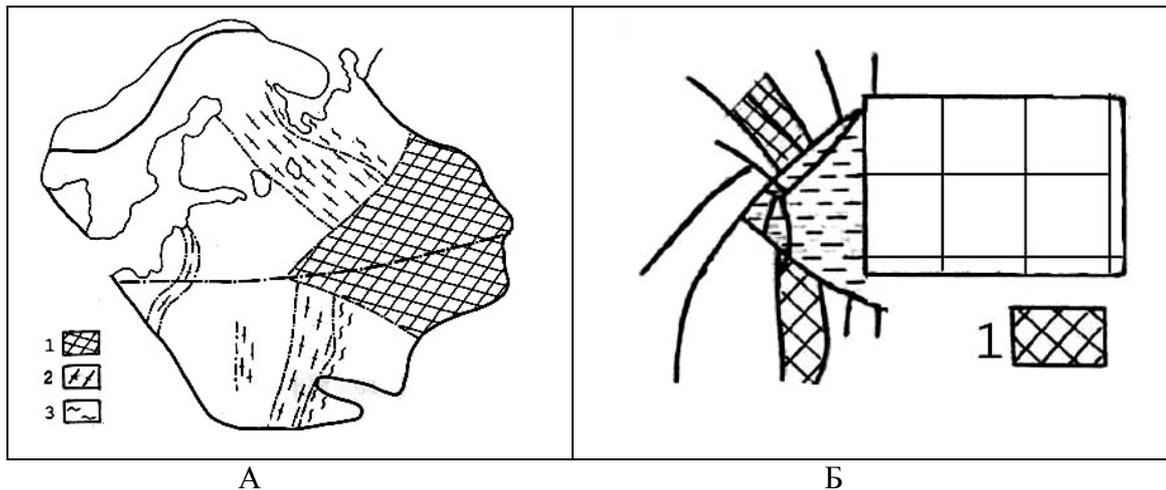


Рис. 1. А – структурное положение гранит-зеленокаменных поясов в восточной части фундамента платформы. 1 – Гранулитогнейсовый комплекс Волго-Камского геоблока, 2 – гранитно-зеленокаменные пояса, 3 – диафориты по гранулитогнейсовым толщам. Прерывистыми линиями обозначены разломы. Б – результаты тектонофизического моделирования, по [6]. 1 – гранитно-зеленокаменные пояса

В пределах Курско-Днепровского пояса развиты также зеленокаменные комплексы, слагающие многочисленные ограниченные разломами впадины среди интенсивно гранитизированных толщ амфиболито-гнейсового комплекса, отчего многие исследователи называют такие структуры гранитно-зеленокаменными поясами. Возраст комплексов обоих типов считается позднеархейским. К западу от Африканско-Лапландского линеамента проявления зеленокаменных комплексов не известны. При рассмотрении расположения зеленокаменных структур в пределах Курско-Днепровского пояса также выявляется схожая с результатами тектонофизического моделирования картина, позволяющая говорить о приуроченности их к системе сколовых трещин, с той разницей, что жестким упором в данном случае служил не Волго-Камский геоблок, а Россошанско-Славгородский блок, представляющий собой выступ гранулитогнейсового цоколя. Согласно результатам исследований О.Б. Гинтова, в Среднем Приднепровье на стадии формирования зеленокаменного комплекса преобладали сдвиговые дислокации вдоль разломов, служивших ограничениями зеленокаменных структур. Обращает внимание значительное количество

поперечных к простиранию пояса разломов, также служивших ограничениями впадин. Соотношения конфигурации впадин и разломов ближе всего соответствуют механизму ромбохазма [5], приводившего к разрывам земной коры по поперечным (северо-западным) разломам и ее раздвигу. Возникающие при этом слабые участки («пустоты») заполнялись вулканическим материалом (зеленокаменным комплексом). С зеленокаменными структурами ассоциируют массивы плагиогранитоидов и двуполевошпатовых гранитов. Как правило, эти массивы тяготеют к противоположным окончаниям впадин – плагиогранитоиды в южной («украинской») части геоблока тяготеют к северным или северо-восточным ограничениям впадин, а граниты – к южным. В северной («воронежской») части расположение массивов гранитоидов обратное. Считается, что плагиогранитоиды тяготеют к зонам сжатия, а двуполевошпатовые граниты – к зонам растяжений. Соответственно, можно полагать, что стрессовые напряжения в южной и северной частях Курско-Днепровского гранитно-зеленокаменного пояса во время формирования зеленокаменных поясов имели противоположную направленность.

После образования вулканогенно-хемогенно-терригенного комплекса, образующего ряд приуроченных к субмеридиональным разломам впадин, сформировался раннепротерозойский метатерригенный комплекс, слагающий три крупных прогиба – Кировоградский в центральной части геоблока, приуроченный к Африканско-Лапландскому линеamentу, и два других – Тетеревский и Липецко-Волгоградский, протягивающиеся, соответственно, параллельно северо-западной и восток-северо-восточной границам геоблока. С Тетеревским и Липецко-Волгоградским прогибами ассоциируют многочисленные относительно небольшие тела двуслюдяной гранитовой формации (житомирский, волгоградский комплексы), отсутствующие в центральных частях геоблока. Параллельно тектоническим ограничениям последнего протягиваются вулканоплутонические пояса (клевовско-осницкая, стойло-николаевская вулканоплутонические ассоциации, лосевская толща + усманский плутонический комплекс, самбекский вулканоплутонический комплекс), в составе которых ведущую роль играют массивы диорит-гранодиоритовой формации. В петрохимическом отношении магматические образования этих ассоциаций сходны с ассоциациями андийского типа. В целом все эти пояса могут рассматриваться как один вулканоплутонический суперпояс протяженностью около 2000 км, трансирующий границы геоблока и связанный с процессами коллизии последнего с прилегающими Белорусско-Прибалтийским и Волго-Камским геоблоками. Северо-западной части суперпояса (Волыно-Полесскому поясу) соответствуют резкое изменение направлений простиранья изогипс поверхности Мохо и магнитные аномалии в нижней части земной коры [4].

Метатерригенные комплексы традиционно считаются более древними по сравнению с терригенно-

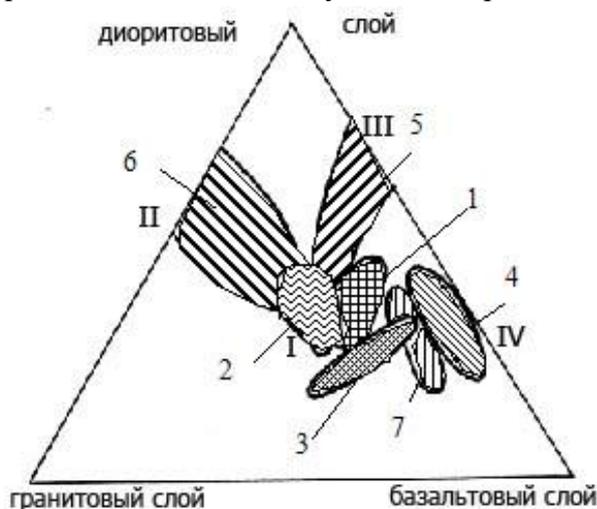
вулканогенными, но прямыми геологическими наблюдениями их соотношения не установлены, а имеющиеся радиологические данные в значительной мере перекрываются. Вполне вероятно, что метатерригенные комплексы и вулканоплутонические пояса можно рассматривать в качестве целостной геодинамической системы, в которой параллельные вулканоплутоническим поясам метатерригенные прогибы представляли собой «тыловые» структуры растяжения (своего рода аналог задуговых бассейнов в островодужных системах). Среди исследователей утвердилось мнение о связи с коллизионными процессами двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов. К этому типу принадлежат граниты житомирского, волгоградского комплексов, локализованные в метатерригенных прогибах, прилегающих к вулканоплутоническим поясам и отсутствующие на остальной части Воронежско-Украинского геоблока., что может служить дополнительным подтверждением высказанного предположения.

Более поздние магматические образования (плутоны рапакиви, щелочные и субщелочные тела) не являются спецификой только рассматриваемого геоблока, а отражают новый этап в развитии фундамента платформы, возникшего как целостная структура после коллизии разных геоблоков. Поэтому здесь они не рассматриваются.

В заключение остановимся на вопросе взаимосвязей крупных структур геоблока с особенностями строения земной коры.

В отличие от других регионов для Украинского щита сотрудниками Института геофизики АН Украины принято расчленение консолидированной земной коры не на два, а на три слоя – гранитовый, диоритовый и базальтовый. Последнее существенно расширяет возможности сопоставлений

приповерхностного геологического строения со строением земной коры. Проведенные нами совместные сопоставления показали, что соотношения мощностей указанных слоев хорошо коррелируются с областями развития отдельно взятых геологических комплексов [3]. В тех случаях, когда на участке совмещено несколько комплексов, строение коры коррелируется с наиболее поздним из них. Наиболее древние образования на Украинском щите представлены, как уже говорилось,



развития вулканоплутонической ассоциации). Типы коры: I – “нормальная”; II – маломощная легкая, отвечает условиям растяжения; III – мощная тяжелая, отвечает условиям сжатия; IV – комбинированная отвечает условиям сдвига.

Все последующие преобразования гранулитовых комплексов (диафторез) и образование новых комплексов вели к изменениям мощности коры в целом, изменениям относительной доли того или иного слоя и сопровождались увеличением степени расчлененности рельефа границы Мохо. Как следует из этих материалов, вопреки широко распространенному мнению, увеличение мощности коры не было связано с увеличением мощности гранитного слоя (для них характерна отрицательная корреляция) или количества гранитоидов в верхнем слое. Вообще, распространенность гранитоидов, особенно автохтонных, в преобладающем большинстве случаев не коррелируется с типом строения

гранулитогнейсовым комплексом. Поэтому область развития недифторированного гранулитогнейсового комплекса может рассматриваться как наиболее близко отвечающая особенностям “первичной” коры. Для нее характерны примерно равные соотношения мощностей слоев (промежуточный тип строения коры на рис. 2) и слабо расчлененный рельеф границы Мохо. Мощность коры - 42- 44 км.

Рис.2. Соотношения мощностей слоев земной коры под главными структурами Украинского щита

Поля на диаграмме соответствуют 1 – Подольскому блоку (выход недифторированного гранулитового цоколя), 2 – Западно-Приазовскому блоку (выход дифторированного гранулитового цоколя), 3 – Росинско-Тикичскому блоку (область развития амфиболито-гнейсового комплекса), 4 – Голованевскому блоку (область уплотнения гранулитогнейсового комплекса и развития метабазит-гипербазитовых тел), 5 – Курско-Днепровскому поясу (область развития амфиболито-гнейсового и зеленокаменного комплексов), 6 – Кировоградскому прогибу (область развития метатерригенного комплекса), 7 – Вольно-Полесскому поясу (область

развития вулканоплутонической ассоциации). Типы коры: I – “нормальная”; II – маломощная легкая, отвечает условиям растяжения; III – мощная тяжелая, отвечает условиям сжатия; IV – комбинированная отвечает условиям сдвига.

коры. Для областей развития всех комплексов, за исключением гранулитогнейсовых, устанавливается прямая корреляция между мощностью коры и мощностью базальтового слоя, а также проявлениями глубинного магматизма.

Все области проявлений глубинного магматизма в плутонической форме характеризуются повышенной мощностью мощностью земной коры свыше 47 км. Области распространения метаморфических комплексов, хотя и содержат вулканы, во всех случаях обладают корой тоньше 47 км. Области развития тел метаперидотитов среди гранулитогнейсовых комплексов, так же как и вулканоплутонических поясов, возникших в коллизионных обстановках,

помимо повышенной мощности земной коры характеризуются повышенными мощностями базальтового слоя, что позволяет говорить, что тяжелая кора возникает в условиях сжатия. Мощность земной коры под Кировоградским прогибом, насыщенным крупными гранитоидными телами, понижена и, параллельно с этим существенно понижена мощность базальтового слоя. Это позволяет считать, что легкая кора здесь возникла в условиях растяжения. Таким образом, мощности коры и соотношения слагающих ее слоев чутко реагировали на все геологические события, связанные с накоплением крупных объемов минеральных масс, и относительно слабо реагировали на дальнейшие преобразования последних. По всей видимости, вариации мощностей коры в целом и степень расчлененности рельефа границы Мохо были непосредственно связаны с геодинамическими обстановками, а соотношения мощностей слоев между собой отражают характер глубинных петрологических процессов, то есть, коррелируются с составом выплавлявшихся (и внедрявшихся в кору) магматических расплавов.

during The India-Azia collision: An experimental approach// Journal of Geophysical Research. - 1988, v.93, p.15085-15118.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Наука, Новосибирск, 1980.
2. Крупенников В.А. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом – крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита// Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М.: Наука, 1989.- С.97-104.
3. Свеишиков К.И., Красовский С.С., Пащенко В.Г., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Генетические типы земной коры Украинского щита. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – Москва, 1999, с.56-57.
4. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины.– Киев: Наук. думка. – 1986, 183 с
5. Структурная геология и тектоника плит. Т. 3 / Ред. Сейферт. М.: Мир, 1991
6. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА МАНЫЧСКОЙ ВПАДИНЫ**Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.***Географический факультет МГУ (paleo@inbox.ru)*

Новейшая геологическая история Манычской депрессии динамичная и разнонаправленная. В плейстоцене здесь неоднократно происходил переток вод каспийских трансгрессий в Понтическое море, а само существование проливов во многом было обусловлено новейшей тектоникой Маныча, исследованной недостаточно.

Фрагментарное описание неотектоники присутствует в [1, 2, 3, 4, 6], а специальные работы отсутствуют.

Депрессия Маныча представляет обширную низменную равнину, вытянутую от устья до Северного Прикаспия более чем на 400 км. Днище депрессии занято современными долинами Западного и Восточного Манычей, выполненными мощной толщей плейстоценовых морских и пресноводных осадков.

Склоны низменности асимметричные, более крутые на севере, к Ергеням, и относительно пологие на юге, к ставропольской возвышенности, сложенные разнообразными неогеновыми породами, закрытые делювиальным чехлом субаэральных четвертичных пород.

Депрессия приурочена к обширному субширотному Манычскому прогибу, наложенному на глубокие разломы Скифской плиты, ограниченному с юга Ставропольским поднятием, а на севере Сальско-Манычской грядой. Активное формирование прогиба отмечается с поздней перми-триаса, а его структура отчетливо выражается по мезозойскому и палеогеновому структурным этажам. В новейшее время в прогибе происходило образование системы узких приразломных грабен, отдельные участки которых испытывают дифференцированные движения и в современную эпоху. По материалам повторного нивелирования в современное

время большая часть Манычской депрессии характеризуется малыми скоростями (+1,0; 0,0–1,0 мм/год) тектонических движений [1].

Поперечными блоковыми поднятиями: Сальским валом и структурой Зунда-Толга. Манычский прогиб разделяется на крупные впадины: западную — Тузла-Манчскую, центральную — Маныч-Гудиловскую и восточную Кумо-Манычскую [2].

Структурная дифференциация прогиба отчетливо отражается в его современном рельефе и конфигурации гидросети в виде кулисообразно располагающихся широтно ориентированных депрессий, сопряженных посредством крутых, коротких изломов речных долин, практически выражающих системы молодых нарушений (рис.).

Общий (региональный) неотектонический характер Маныча достаточно определенно выявляется: 1 — приуроченностью к крупному, активно развивающемуся в мезо-кайнозойскому геологическому прогибу; 2 — низменным характером его современного рельефа; 3 — устойчивым палеогеографическим состоянием в плейстоцене — эпохе неоднократного существования Каспийско-Понтических проливов, располагавшихся в самых низменных участках прогиба. Все это однозначно свидетельствует об общем нисходящем неотектоническом режиме Манычской впадины, оцениваемой в 100 м [3].

Представляется интересным определить амплитуду новейших движений депрессии Маныча. Одним из способов такого расчета является сравнительный анализ современного и первичного положения хорошо стратифицируемых реперных горизонтов морских плейстоценовых отложений.

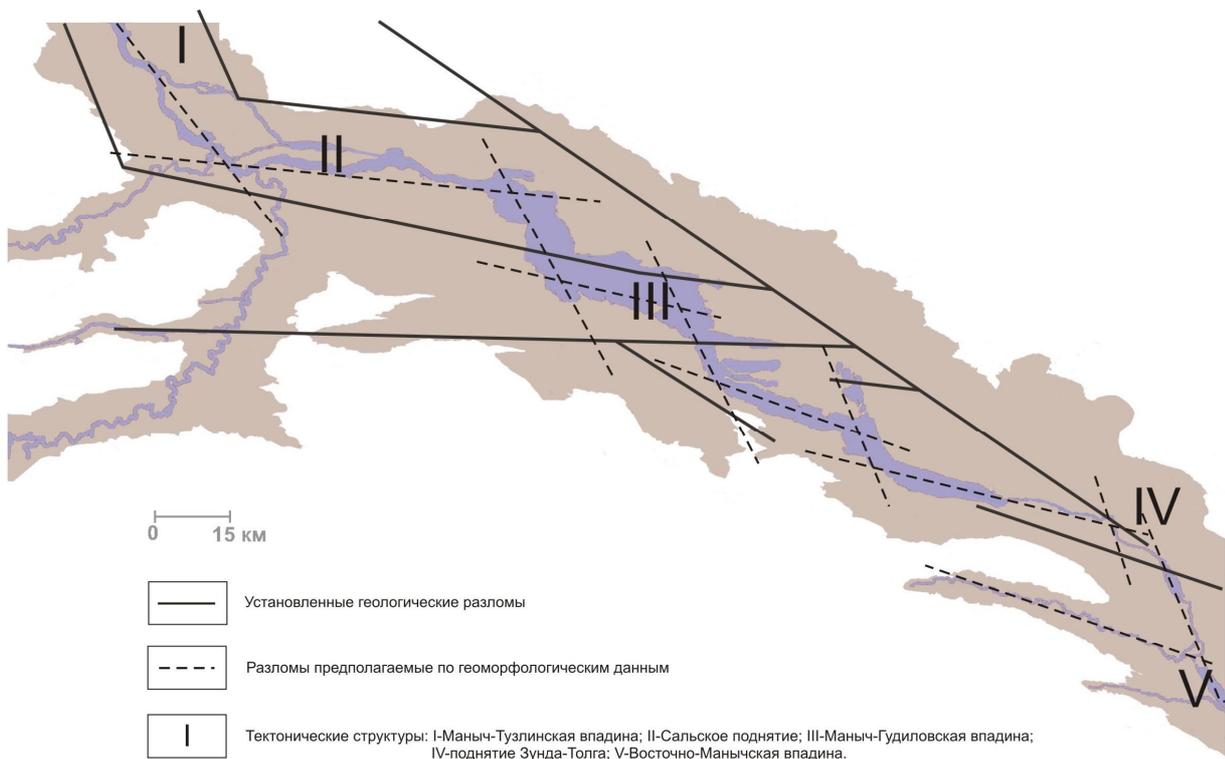


Рис. Схема неотектоники Манычского прогиба

Для этого воспользуемся следующим приемом: 1 — по материалам гидрогеологического бурения на Маныче [4] определим общее, т.е. без учета осложняющих локальных деформаций современное положение ложа реперных горизонтов бакинских (позднечаудинских), нижнехазарских (древнеэвксинских), верхнехазарских (карангатских), буртасских и нижнехвалынских отложений; 2 — по данным о гипсометрическом положении уровней Каспийского и Понтического водоёмов [5] на входе и выходе из пролива установим положение изначальной поверхности депрессии в плейстоцене; 3 — путем вычета из нее глубины последующих врезов реконструируем первоначальное положение ложа конкретных проливов. Последующее сравнение гипсометрии современного и первоначального ложа проливов и покажет величину его деформации за всё последующее после его образования время.

Выполненный анализ (таблица) показал, что в целом в плейстоцене

Маныча депрессия медленно и устойчиво прогибалась.

Общая амплитуда опускания со времени разработки ложа бакинского пролива (~ 500 тыс. л. н.) составляла около 40–50 м и происходила со скоростью 0,1 мм/год. В последующие эпохи существования ранне- и позднехазарских проливов амплитуда и скорости опусканий были близкими (соответственно 20 м, 0,08 мм/год). Практически не установлено заметного опускания Маныча в хвалынскую эпоху. Это, возможно, объясняется не столько снижением его активности, сколько небольшим отрезком времени существования пролива — на порядок меньшим других эпох.

Относительно активное опускание Манычской депрессии отмечается в середине позднего плейстоцена, в эпоху существования буртасского озера (12 м; 2,14 мм/год). Однако эти материалы получены для центральной части прогиба — Маньч-Гудиловской впадины и скорее отражает динамику крупной локальной структуры, а не всей депрессии.

Таблица

Схематическая оценка общих (региональных) деформаций реперных горизонтов плейстоцена Маньча.

Проливы	Положение уровней водоемов на входе и выходе проливов	Современное гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов (X_1)			Начальное гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов (X_2)			Амплитуда деформации подошвы реперных горизонтов ($X_1 - X_2$)			Время осуществления деформаций, тыс.л.	Скорость деформаций, мм/год	Величина тангрессивных деформаций по эпохам
		0	10	15	-45	-45	-25	45	55	40			
Бакинский (позднечаудинский)	~ 30 ~ 5	0	10	15	-45	-45	-25	45	55	40	~500	0,1	28
Раннехазарский (древнеэвксинский)	~ 40 ~ 5	-35	-20	5	-45	-35	-35	10	15	30	~250	0,08	4
								$\frac{10-30}{20}$					
Позднехазарский (карангатский)	~ 10 ~ 5	-5	-5	-3	-25	-20	-15	20	15	12	~ 100	0,16	4
								$\frac{12-20}{16}$					
Бургасское озеро	~ 50	+10 (?)			-2			12			~ 50	2,14	12
Раннехвалынский	~ 50 ~ 5	0	15	25	-2	15	25	2	0	0	~ 12	0	0
								0					

Литература

1. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология № 4, 1999, стр.56–69.
2. Геология СССР. Том XLVI, М., Недра, 1970, 666с.
3. Панина Л.В. Новейшие структуры региона Скифской плиты // Вестн. Моск. ун-та, сер. геолог., № 1, 2009, с.23–31.
4. Панов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983, 213 с.
5. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: Россельхозакадемия, 1989. 289 с.
6. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г. и др. Плейстоцен Маньча. (вопросы строения и развития). М.: Россельхозакадемия, 2010, 133 с.

ВЛИЯНИЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Севинян К.Т.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(skarine87@rambler.ru)

Характерной чертой строения рельефа дна Индийского океана является наличие большого разнообразия подводных хребтов, поднятий и плато. Исследование рельефа этих хребтов позволяет выявить закономерности и особенности их геоморфологического строения и, вместе с анализом геолого-геофизической информации, дает возможность подойти к решению проблемы их образования.

В процессе эволюции литосферы Индийского океана происходит взаимодействие горячих точек и спрединговых хребтов. Примерами такого взаимодействия могут служить горячая точка Реюньон и Центрально-Индийский хребет, а также горячая точка Кергелен-Брокен и Юго-Восточный Индийский хребет.

В настоящее время нет четкой ясности в определении таких понятий как горячая точка или мантийный плюм. Следуя В.Н. Анфилогову (2005), можно принять следующее определение: мантийные плюмы – это вертикальные потоки вещества, возникающие на больших глубинах в мантии и доходящие до поверхности Земли, а горячие точки – это локальные проекции мантийного плюма на поверхность.

Целью данной работы является исследование влияния горячих точек на рельеф дна Индийского океана с помощью экспериментального моделирования различных геодинамических обстановок их проявления. В задачи входит выявление особенностей строения рельефа и типизация крупнейших подводных поднятий Индийского океана, происхождение которых может быть связано с действием горячих точек.

Геодинамическими особенностями формирования подводных поднятий, связанных с воздействием горячих точек является то, что некоторые из поднятий

расположены непосредственно на спрединговых хребтах (острова Амстердам, Сен-Поль), другие – в стороне от них (острова Реюньон, Маврикий), третьи разделяются спрединговым хребтом, образуя два и более независимых структур, на одной из которых развит современный вулканизм (плато Кергелен, хребет Брокен), четвертые приурочены к трансформным разломам (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский хребты).

Под влиянием горячих точек в структуре литосферы Индийского океана формировались хребты и поднятия, имеющие различную морфологическую выраженность:

- а) изометричные с вулканами центрального типа (Амстердам, Сен-Поль, Реюньон, Маврикий);
- б) дугообразные (Маскаренское плато);
- в) линейно-вытянутые (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский хребты);
- г) обширные вулканические плато с блоками континентальной коры (плато Кергелен) и без континентальных блоков (хребет Брокен).

На основе морфологического анализа, экспериментального моделирования, а также геофизических и литературных данных можно выделить несколько генетических типов внутриплитных поднятий Индийского океана:

1. линейно-вытянутые приразломные хребты с блоковой структурой, осложнённые пассивными частями трансформных разломов (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский), образованные дамбовым эффектом;
2. изометричные и дугообразные вулканические плато с континентальными блоками и вулканами центрального типа (Кергелен (острова Кергелен, Хёрд и

МакДональд) и Маскаренское (острова Реюньон, Маврикий)), сформированные при континентальном и океаническом рифтинге под действием горячих точек (Кергелен и Реюньон, соответственно);

3. изометричные вулканические плато без континентальных блоков и современного вулканизма (Брокен), образованные при океаническом рифтинге под действием горячей точки (Кергелен).

Таким образом, анализ морфологии подводных поднятий и хребтов позволяет оценить влияние горячих точек на особенности строения рельефа дна Индийского океана.

Литература

1. *В.Н. Анфилов* Мантйные плюмы и плюм-тектоника // Материалы 38-го Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 12-16.

МАГНИТНЫЕ МИКРОЧАСТИЦЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОЧВ И АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ

Сельмов Н.А., Залуцкий А.А.

*Ярославский Государственный Технический Университет, Ярославль, Россия
(zalutskii@mail.ru)*

Введение

В настоящее время общепризнано и доказано, что в магнетизм верхних горизонтов почв и горных пород существенный вклад вносят сильномагнитные сферические частицы, выпадающие из нижних слоев атмосферы [1-3]. Больше всего на земную поверхность поступает частиц техногенного происхождения, которые образуются при проведении металлургических процессов и при сжигании угля на тепловых электростанциях. Существенная доля таких частиц формируется при дальнейшей металлообработке в ходе сварочных работ. Помимо частиц техногенного происхождения в потоке выпадающих на земную поверхность магнитных сферул можно обнаружить частицы вулканического и космического (метеоритного) происхождения.

Несмотря на различное происхождение, магнитные частицы, которые методом магнитной сепарации можно выделить из почв рыхлых горных пород, имеют общие черты. Их сферичность частиц обусловлена высокотемпературным происхождением, а состав определяется исходными соединениями, из которых они образуются. Поскольку нагрев и дальнейшее охлаждение частиц происходит весьма быстро, то условия их формирования далеки от равновесных. Это, в свою очередь, отражается на структуре и составе магнитных минералов, слагающих данные частицы.

Целью нашей работы является представление результатов по составу, свойствам, количеству магнитных сферических частиц в воздухе, в почвах, на промышленных фильтрах, по взаимодействию магнитной компоненты аэрозолей с земной поверхностью и её накоплению.

Материалы и методы

Для выделения сферических частиц из приземных слоев атмосферы воздух прокачивался через мембранные фильтры с размером ячейки 0,25 мкм. Для выделения сферул из атмосферных осадков, почвы, грунтов, пыли производственных и жилых помещений, золы электростанций использовался метод магнитной сепарации. Образцы отбирались в различных почвенно-климатических зонах Земли (см., например, [3]) и промышленных районах Центральной части России [2].

Для визуального изучения и фотографирования объектов использовали оптический металлографический и растровый электронный микроскопы. Измерение восприимчивости (c), намагниченности насыщения (J_s) для проводили методом Фарадея. Для относительно больших образцов и термомагнитных измерений использовали вибрационный магнитометр и индукционный измеритель начальной восприимчивости. Мессбауэровские спектры, рентгеновские дифрактограммы снимали на аппаратуре лаборатории ФТТ кафедры физики Ярославского государственного технического университета.

Результаты исследований

Исследование магнитных фракций (МФ) велось по нескольким направлениям, основные из которых следующие: морфология и магнетизм сферических частиц; фазовый состав и другие характеристики; определение источников сильномагнитных сферул, интенсивность поступления.

Было установлено следующее:

1. Под микроскопом в отраженном свете сферические частицы МФ сильно отличаются по размеру, цвету, морфологии

(Рис. 1).

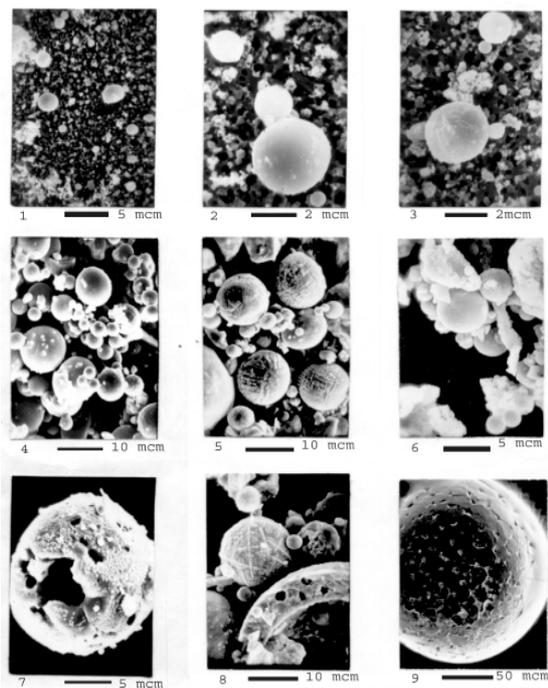


Рис. 1. Сферические частицы из различных источников 1,2,3- частицы на мембранных фильтрах, 4 - из пыли жилого помещения, 5 - из верхнего горизонта почвы, 6 - из пыли домашнего кондиционера, 7,8 - из гумусового горизонта почвы, 9 - из золотоносных песков (Якутия)

Среди них встречаются частицы с ярким металлическим блеском, матово-белые «фарфоровые», бесцветные, прозрачные, желтоватые, голубоватые с красноватым и зеленоватым оттенками. Цветных частиц, как правило, меньше, но и они притягиваются к магниту.

2. Поверхность и объем частиц неоднородны (Рис. 1). При шлифовании легко просматриваются структуры: фасеточные, дендритообразные, бороздчатые, иногда игольчатые, вскрываются раковины и каверны. Отдельные частицы в шлифах и при травлении не разрушаются даже смесью соляной и азотной кислот. Частицы размером 0,2 – 0,5 мм имеют поверхность, покрытую гексагональными пластинами размером 10 – 70 мкм, треугольными и прямоугольными выемкам. Плотность частиц от $2,7 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $5,2 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$. Намагниченность насыщения индивидуальных сферул изменялась от J_s магнетита ($92 \text{ Гс}\cdot\text{м}^3/\text{г}$) до J_s близкого к α -железу ($218 \text{ Гс}\cdot\text{м}^3/\text{г}$).

3. Имеют место сезонные вариации концентрации частиц в приземном слое воздуха, и установлено, что максимальное число частиц наблюдалось в зимние месяцы. Летом концентрация шариков не превышает $1500-2000 \text{ ед/м}^3$. Минимальное зарегистрированное значение - 900 ед/м^3 . Резкое увеличение концентрации частиц в зимние месяцы связано с более интенсивной работой теплоэлектростанций. ее корреляция с погодными условиями, наводят на мысль о связи содержания частиц вблизи поверхности земли с интенсивностью работы тепловых электростанций.

4. При смене погоды наблюдается быстрое изменение концентрации частиц (Рис. 2).

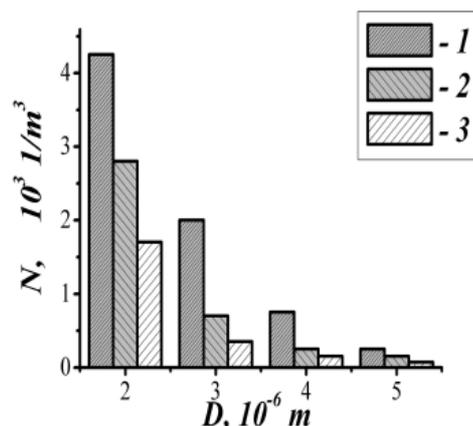


Рис. 2. Концентрация частиц при различной погоде 1 – ясная, через 2 суток 2 – ясная, через сутки, 3 – снегопад

Переход от ясной погоды к снегопаду приводит к резкому снижению концентрации частиц всех размеров. Переход от снегопада к ясной погоде сопровождается увеличением содержания частиц в приземном атмосферном слое. Отмечено, что прирост концентрации на вторые сутки после снегопада выше, чем на первые. По-видимому, атмосферные осадки в виде дождя и снега, а также облака отфильтровывают частицы и осаждают их вблизи источника.

5. Распределение микрочастиц по размерам аппроксимируется показательным законом: $N = C \cdot D^{-a}$ с показателем степени a близким к трем (Рис. 3).

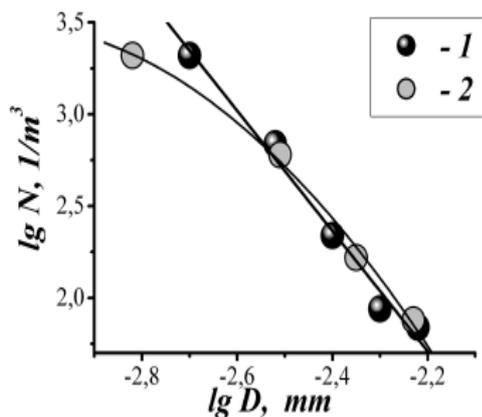


Рис. 3. Распределение размеров сферул

Скорость аккреции, рассчитанная по среднегодовому распределению частиц составляет $1,5-3,5 \times 10^7$ т/год. Это более чем на два порядка превосходит величину потока частиц, характерную для геологического прошлого Земли (пермь и силлур) и на порядок больше наиболее вероятной интенсивности современного выпадения магнитных частиц на Землю. Таким образом для крупных городов доля частиц космического происхождения составляет не более 0,5 – 1,0 % от общего числа частиц, выпадающих на поверхность Земли, остальное приходится на техногенные выбросы.

6. Терромагнитный анализ и мессбауэровская спектроскопия диагностируют в микрочастицах наличие магнетита. Соотношение площадей мессбауэровских линий магнетита (Рис. 4) позволяет записать его формулу в виде $Fe_{3-x}O_4$.

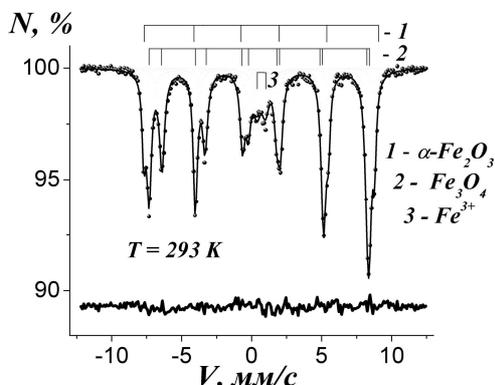


Рис. 4. Типичный мессбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в МФ, выделенной из почвы Земли (результат его обработки в рамках механизма вакансий [4]).

Величина x возрастает от почвенных препаратов к техногенным продуктам и сферулам из помещений, расположенных на большей высоте. Для образцов из курского чернозема $x = 0,12$, для сферул из сварочного цеха x изменяется от 0,14 до 0,17. Нестехиометричность магнетита по железу свидетельствует либо о наличии вакансий, либо изоморфных замещений железа другими элементами. В первом случае мы имеем дело с рядом магнетит-маггемит, во втором - с изоморфными рядами типа магнетит-ульвошпинель. Все изученные образцы имеют точку Кюри (q_k) на 20-30 °С ниже стехиометрического магнетита. Нагревание выше 560°С вызывает фазовое превращение, вследствие которого кривая намагниченности при охлаждении образца идет ниже кривой нагревания, а точка Кюри снижается на 15-20 °С. Причем у магнитных сферул из почвы это смещение наибольшее и достигает 30 °С. Для магнитных частиц из промышленных осадков и из атмосферы смещение q_k происходит не более чем на 5-10 °С. В совокупности это свидетельствует в пользу катионных вакансий.

7. Нестехиометричность магнетита приводит к тому, что данные сферические частицы достаточно быстро разрушаются, попав в почву. Высокодисперсные магнитные частицы подвергаются воздействию почвенных процессов, характерных для данного типа почвы. В результате действия двух противоположных процессов: постоянного притока сильного магнетика и его разрушения в почвенных горизонтах устанавливается определенный уровень s . В ходе эксперимента, моделирующего окислительно – восстановительную среду верхнего горизонта почвы, для частиц, полученных при газо – электросварке, измерялась намагниченность насыщения J_s и магнитная восприимчивость s . Параметры J_s и s спадают по экспоненциальному закону (Рис. 5).

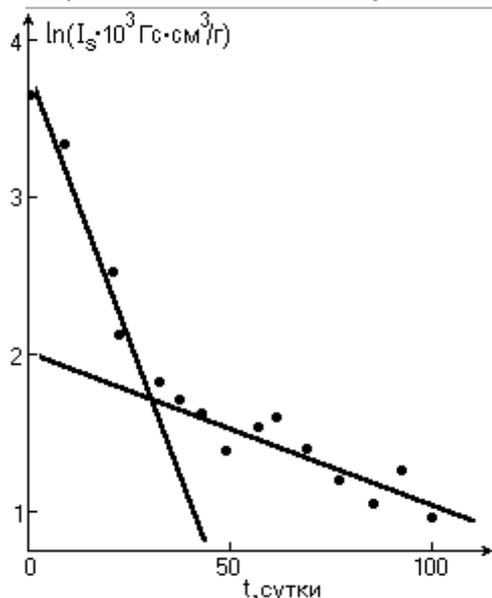


Рис. 5. Влияние переменных восстановительно-окислительных условий в модельном опыте на намагниченность насыщения образца почвы.

Намагниченность насыщения вначале быстро от $38 \cdot 10^{-3}$ СГСМ для исходного образца снизилась до $(5 - 7) \cdot 10^{-3}$ и затем медленно падает до $2 \cdot 10^{-3}$ СГСМ. Аналогично ведет себя s , в течение трех недель она с $52 \cdot 10^{-6}$ СГСМ уменьшается до $15 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и далее медленно до $(7-8) \cdot 10^{-6}$. Главной причиной снижения s и J_s является растворение магнетиков в восстановительных условиях. Катионы Fe^{3+} при переходе в Fe^{2+} приобретают подвижность, переходят в раствор и затем удаляются с ним. Намагниченность насыщения изменяется по закону: $J_s = J_{s0} \cdot \exp(-t/t)$. Из экспериментальных данных следует, что экспонента имеет «быструю» и «медленную» составляющие (Рис. 5). Наличие двух компонент говорит о том, что в исследованных образцах существует по крайней мере две разновидности магнетиков, отличающихся своей растворимостью.

Заключение

1. Для крупных промышленных центров доля сферул космического происхождения составляет не более 0,5 - 1,0 % от общего числа частиц, выпадающих на поверхность Земли.
2. Нестехиометричность магнетита в изученных сферических частицах

проявляется наличием вакансий в кристаллической решетке магнетита. Степень вакансий (X) для сферических частиц из промышленной пыли несколько выше, чем из верхних горизонтов почв.

3. В исследованных образцах существуют две разновидности сильных магнетиков, отличающихся своей растворимостью.

4. В результате постоянного притока сильного магнетика и его разрушения в почвенных горизонтах устанавливается определенный уровень χ , характерный для данной почвы.

Литература

1. В.Ф. Бабанин, С.В. Васильев, А.В. Иванов, Н.А. Седьмов. Магнитные микрочастицы в атмосфере и их аккумуляция поверхностью Земли // Труды Межд. Симпозиума по аэрозолям. Вып. АТ-1: Атмосферные технологии. М., 1994, С. 69-81.
2. В.Ф. Бабанин, В.И. Трухин, А.В. Иванов, Л.О. Карпачевский, В.В. Морозов. Магнетизм почв. // Ярославль: ЯГТУ, 1995. 223 с.
3. В.Ф. Бабанин, А.В. Иванов, И.А. Куткин Н.А. Седьмов. Морфология и мёссбауэровская спектроскопия сильномагнитных сферул из почв Ярославской области // Геохимия, 1987, № 12, С. 1792-1798.
4. Н.А. Седьмов, В.Ф. Бабанин, В.В. Морозов, А.А. Залуцкий, В.И. Трухин, С.А. Шоба. Магнетоминералогические особенности магнетита из различных осадочных пород и отложений // Вестник Московского Университета. Серия 3, Физика. Астрономия. 2004, №1, С.59-65.

ВЕДУЩАЯ РОЛЬ МЕТОДОЛОГИИ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Сеитов Н.

*Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева,
г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)*

Геологическая наука является специфичной наукой. Ее первая специфичность заключается в том, что основным объектом изучения теоретической геологии является планета Земля и этот главный предмет ее исследования, представленный основной частью разреза Земли толщиной более 6300 км, оказывается недоступным для непосредственного изучения. Поэтому непосредственным предметом изучения геолога является только верхняя, ничтожно малая часть разреза планеты, называемая земной корой, мощность которой не превышает первые десятки км. Более того, основным предметом изучения геолога является не сама земная кора как таковая, а ее структурные элементы, сложенные многообразием геологических формаций. Именно они – геологические формации – дают возможность геологу проследить шаг за шагом особенности развития изученных структурных элементов земной коры разного порядка, самой земной коры, литосферы и, в конечном счете, всей Земли в целом.

Вторая специфичность геологической науки заключается в том, что она, изучая результаты природных процессов, пытается восстановить те геологические события и явления, которые «создали» эти процессы. Другие науки обычно изучают процессы и предсказывают результаты этих процессов, т.е. изучая причины, предсказывает следствие. Используемый в геологии философский принцип изучения следствий для выяснения причин процессов не только уникален, но и уязвим. Если учесть, что эти процессы происходили сотни миллионов–миллиарды лет тому назад, да еще первопричины этих процессов «спрятаны» в глубоких недрах планеты и поэтому недоступны для

непосредственного наблюдения, то уникальность и уязвимость такого принципа увеличивается неимоверно.

Исходя из указанных особенностей геологической науки, решение теоретических проблем геологии должно основываться не на результатах точных методов исследования, а на системном анализе всех имеющихся фактов и дедуктивном методе «познания внутренней основы природных объектов и выявления наиболее общих закономерностей» [1, с.4]. Иными словами, в выборе методологии теоретических геологических исследований предпочтение имеют, вероятно, философский стиль мышления и хорошо развитая формальная логика исследователя. Однако, как свидетельствует группа ученых во главе с академиком Хайным В.Е., написавшая замечательную монографию под названием «История и методология геологических наук», «...во многих работах по-прежнему господствует описательная характеристика геологических тел, явлений и процессов, и обилие примеров не оставляет места для проникновения в их механизм» [2, с. 229].

При таком положении нынешнего этапа развития геологической науки и методологии изучения Земли многократно повышается роль парадигмы, которая предопределяет какие-то общие закономерности смены геологических процессов в истории развития Земли и направляет мысль исследователя в нужное русло. «Парадигма – исходная концептуальная система, модель постановки проблем и их решения, методов исследования, господствующих в течение определенного исторического периода в научном сообществе» [3, с. 963]. В данном контексте, концепцию

Тектоники литосферных плит (ТЛП) можно принять ныне в качестве главной парадигмы геологической науки, которая способствует правильному пониманию сути процессов заложения, развития и становления тектонических структур земной коры континентов посредством открытия и закрытия океанических структур и восстановлению истории их геологического развития. Решение именно этой задачи является, по существу, главной целью не только региональной геотектоники, но и геотектоники вообще, т.е. выявления особенностей развития всей нашей планеты в целом.

Тем не менее, нельзя считать, что ТЛП – панацея от всех проблем в геологии. У этой концепции все еще много узких мест. Среди них, на наш взгляд, пока еще нерешенной, но самой важной проблемой является выяснение степени пригодности основных положений ТЛП для установления генетической и геодинамической природы формирования более древних домезозойских тектонических структур континентов. По данному вопросу, как известно, ныне существуют три основных мнения:.. Первое представление предполагает, что развитие тектонических структур земной коры подчинено законам ТЛП практически с самого начала геологического развития планеты, т.е., по крайней мере с середины архейского эона. (в течение последних 3,6 млрд. лет), если не во всей истории геологического развития планеты, насчитывающей порядка 4 млрд. лет; Согласно второму представлению, эра господства ТЛП в качестве основного механизма развития тектонических структур континентальной коры, наступила только начиная с неопротерозоя (с позднего рифея),, поскольку геологический возраст сопоставимой с разрезом современной океанической литосферы фрагментов типичной офиолитовой ассоциации пород [4], найденных когда-либо в пределах континентов, в большинстве случаев не выходит за пределы 1 млрд. лет. Третье представление соответствует классическому представлению отца

мобилизма А.Вегенера [5], который предполагал, что проявление ТЛП в ее сегодняшних масштабах (глобальное проявление) началось приблизительно с начала мезозойской эры развития Земли, т.е. она действует в глобальном масштабе только в последние 0,25-0,20 млрд. лет..

Первое представление оправдано с логической точки зрения, поскольку если концепцию ТЛП можно принять в качестве основной парадигмы, то, согласно принципу актуализма, ее основные положения должны быть приемлемы и для расшифровки геодинамической сущности всех структур вне зависимости от их геологического возраста. Однако это представление уязвимо с точки зрения неоднозначности доказательной базы, ибо исключительная редкость фактов нахождения в континентальной коре фрагментов офиолитовой ассоциации пород с возрастом древнее позднего рифея все же довольно сильный аргумент в пользу подтверждения указанной уязвимости. Второе представление вроде бы подкреплено фактическими данными, но оно уязвимо, наоборот, с логической точки зрения: если Земля в течение первых трех миллиардов лет своей истории (до позднего рифея) развивалась согласно каким-то другим законам, то почему на рубеже начала неопротерозоя вдруг наступила эра господства ТЛП, проявленной в глобальном (всепланетарном) масштабе? Ведь, все геологические факты свидетельствуют о том, что 1 млрд. лет тому назад в Земле вроде бы не было никаких катастроф, которые могли бы оказаться первопричиной переориентации ее развития на новый лад – согласно законам ТЛП. Третий вариант представления практически лишен недостатков, поскольку реальность проявления глобальной тектоники плит в последний (мезозой-кайнозойский) этап развития планеты вроде бы не вызывает сомнения в силу многочисленных фактов, однозначно доказывающих правомерность такого представления.

На наш взгляд, при переходе от фиксизма к мобилизму в 60-х годах XX

столетия определяющее большинство тектонистов мира к вопросу о степени пригодности идей ТЛП в вопросах расшифровки геодинамической природы формирования структур континентальной коры подошло слишком прямолинейно, в результате чего ныне не учитывается эволюционный характер развития планеты и, соответственно, не вносится какая-либо поправка на геологическое время. В результате этого сегодняшние (мезозой-кайнозойские) масштабы проявления плитной тектоники (новой глобальной тектоники) механически были перенесены практически на весь период развития планеты, насчитывающий порядка 4-3,5 млрд. лет. Согласно такому представлению, ныне предполагается существование в истории Земли «нескольких поколений» суперконтинента Пангея, которая, то раскалываясь, то смыкаясь вновь и вновь, постоянно блуждала, якобы, на лике планеты. Представление о раскалывании и смыкании больших континентов в свою очередь предполагает существование между ними больших же океанов типа Палеопацифики, Паналассы, Япетуса, Палеотетиса, Палеоазиатского океана, Туркестанского палеоокеана,, Палеоуральского океана и т.д., открытие и закрытие которых создали якобы сегодняшние тектонические структуры континентов, в т.ч. структур Казахской складчатой области [6–19 и мн. др.].

Нам представляется, что указанному выше представлению противоречит ряд геологических фактов. Как известно, геологическое строение земной коры Казахской складчатой области характеризуется большой сложностью, вызванной «мозаичностью» распространения палеозойских складчатых структур, вытянутых в разных направлениях и «рассекающих» изолированные блоки докембрийских сиалических образований разной величины и конфигурации [20]. С позиции геосинклинальной концепции эти блоки рассматривались как обнаженные на поверхности фрагменты фундамента палеозойских геосинклиналей и

назывались срединными массивами. Однако, с установлением океанической природы офиолитовой ассоциации пород в пределах складчатых структур [4], палеозойские эвгеосинклинали Казахстана стали рассматриваться как фрагменты бывшего океана и называться офиолитовыми зонами, а срединные массивы – микроконтинентами. Если палеозойские офиолитовые структуры Казахской складчатой области действительно являются атрибутами одного крупного, соизмеримого с современными (мезозойско-кайнозойскими) океанами позднедокембрийско-раннепалеозойского Палеоазиатского океана, то эти структуры, как «зоны древнего раскалывания и последующего спаивания континентов» [6, с. 30], должны были: 1) располагаться в пространстве как-то упорядочено и хотя бы в общих чертах отмечать генеральное направление предполагаемых бортов сомкнутого большого океана; 2) не перемежаться или хотя бы не так часто перемежаться с докембрийскими сиалическими блоками; 3) характеризоваться близостью геологического возраста офиолитов в пределах всей территории Казахской складчатой области или хотя бы как-то закономерно (последовательно) отмечаться смена возраста офиолитов (омоложение или удревнение) в каком-то конкретном направлении; 4) быть лишённой формационной и структурной самостоятельности. Однако имеющийся фактический материал по офиолитовым структурам Казахстана не удовлетворяет ни одному из приведенных выше четырех условий.

Так, на наш взгляд, эти структуры не могут быть атрибутами больших океанов позднего докембрия-палеозоя по следующим признакам: 1) ни одну из офиолитовых зон Казахской складчатой области не возможно обособить в качестве главной линии спаивания больших континентов, поскольку все они сопоставимы как по своим масштабам, так и по формационно-структурным характеристикам; 2) насыщенность

земной коры Казахской складчатой области как докембрийскими сиалическими блоками, так и сиалическим материалом в составе каледонид и герцинид ставит под сомнение факт существования когда-либо каких-либо больших океанов на данной области, поскольку такое количество кислого материала вряд ли возможно получить при «вызревании» океанической коры; 3) простирающиеся офиолитовых структур в пределах Казахской складчатой области разноориентированы, даже ортогональны; 4) все выделенные в пределах области офиолитовые зоны в той или иной мере автономны по возрасту офиолитов; 5) каждая офиолитовая зона автономна по набору геологических формаций, причем каждая из них, как правило, обрамляется «своими собственными» островодужными или островодужно-флишевыми (островодужно-окраинноморскими) образованиями; 6) наличие зачастую центробежной вергентности складок в самих офиолитовых и островодужных комплексах, при центростремительной вергентности складок окраинноморско-флишевых образований, что свидетельствует не только о совмещении в пространстве нескольких структурно-формационных зон в условиях чрезвычайного стресса, но и завершении этого стресса закрытием древних островных дуг и окраинных морей и «дожатием» их формаций к центральной зоне смыкания в лице офиолитовой сутуры; 7) в некоторых случаях обнаруживается наличие под офиолитовыми сутурами узкого зияния в «гранитном слое» [21-24]. Эти особенности позднекембрийско-палеозойских офиолитовых структур Казахской складчатой области Урало-Монгольского складчатого пояса дают возможность предположить региональный характер проявления тектоники плит в указанный этап развития планеты. Иными словами, каждая неопротерозойско-палеозойская офиолитовая зона по своим структурно-формационным особенностям оказывается океанической сутурой в миниатюре, в пределах которой

сосредоточены взаимно перетасованные и неимоверно дислоцированные комплексы пород, образованные при открытии и закрытии микроокеанических бассейнов геологического прошлого согласно циклу Вильсона.

Приведенные выше особенности позднекембрийско-палеозойских офиолитовых структур требуют качественно нового подхода к решению указанной выше главной проблемы применительно к выяснению возможностей использования основных положений ТЛП для создания генетической и геодинамической модели формирования структур континентов. На наш взгляд, особенности строения континентальных структур в целом дают возможность допустить фиксистский характер развития тектонических структур континентов (так называемых, гранитно-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов) до неопротерозоя (промежуток времени 4-3,6–1 млрд. лет тому назад), региональный характер проявления ТЛП в неопротерозойско-палеозойский этап развития планеты (1–0,25–0,2 млрд. лет тому назад) и глобальное проявление тектоники плит в мезозой-кайнозойское время (последние 0,25–0,2 млрд. лет). Такой эволюционный характер проявления тектонических процессов в геологической истории Земли, конечно же, должен быть связан с качественными и количественными изменениями «во внутренних частях нашей планеты», ибо изменение характера и масштаба проявления тектонических процессов с течением геологического времени должно вызываться изменением же внутреннего состава и строения планеты в ходе ее эволюционного развития и, соответственно, изменением интенсивности и характера передачи внутренней (эндогенной) тепловой энергии планеты в ее верхние оболочки.

Однако, эти вопросы являются уже предметом другого разговора.

Литература

1. Назаров И.В. Проблемы диалектико-материалистической методологии в науках о Земле. Красноярск, 1985. 136 с.
2. Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А. История и методология геологических наук. Москва, Издательский центр «Академия», 2008.. 415 с.
3. Советский энциклопедический словарь. Москва. 1978. С. 420.
4. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого //Геотектоника 1969. № 4. С. 5-23.
5. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Москва–Ленинград, 1925. 145 с.
6. Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. Москва, 1976. С. 28-71.
7. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. Москва, 1976. 171 с.
8. Дергунов А.Б. и др. Закономерности формирования палеозойской Центральной Азии и Казахстана // Геотектоника 1985. № 3. С. 83-84.
9. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.. Геодинамика спрединга. Москва: ГЕОС. 2002. 294 с.
10. Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 5-39.
11. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Том 1. Южный Урал. Москва, «Наука», 2005. С. 56-83.
12. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю. Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (Восточный Казахстан) //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 40-67.
13. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А., Лубнина Н.В. Геодинамические условия формирования палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского пояса //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 201-247.
14. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва. Изд-во «КДУ». 2005. 560 с.
15. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. Москва, 2008. 244 с.
16. Дегтярев К.Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры: Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Москва, 2010. 48 с.
17. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Butman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia //Nature. 1993. Vol. 364. P. 299-307.
18. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust //Ann. Rev. Earth planet. Sci. 1996. Vol. 24. P. 263-337.
19. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis //The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Univ. press, 1996. P. 486-639.
20. Кассин Н.Г. Развитие геологических структур Казахстана //Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 29-73.
21. Сеитов Н. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана: (принципы умеренного мобилизма). Алматы, 1988. 112 с.
22. Сеитов Н. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. Алматы, 1992. 200с.
23. Сеитов Н. Перспективы изучения геологии Казахстана с позиции тектоники плит //Геология Казахстана. 1996. №2. С. 9-15.
24. Сеитов Н. Генетическая и геодинамическая модель геологического развития и становления палеозойских офиолитовых зон. Алматы, 2006. 150 с.

ЛИТОСФЕРА КАК ЦЕЛЬНАЯ И НЕДЕЛИМАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

Сеитов Н.

*Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева,
г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)*

Понятие «земная кора» является одним из классических понятий в геологии. Общеизвестно, что земная кора, как самая верхняя оболочка твердой земли, обособлена в 1909 году югославским сейсмологом Мохоровичичем и с тех пор этот термин так стремительно вошел в геологическую литературу и сумел завоевать центральное положение практически во всех разделах геологической науки. В то же время, в обособлении земной коры от верхней мантии земли с самого начала улавливалась какая-то условность, поскольку основанием для «отделения» ее от верхней мантии послужило всего-навсего факт скачкообразного изменения на предполагаемой границе Мохоровичича скоростей прохождения продольных сейсмических волн от 7,4 км/сек. до 7,8 км/сек., поперечных сейсмических волн – от 4,0 км/сек. до 4,4 км/сек. Позже стало известно, что за указанный скачок в скоростях прохождения сейсмических волн ответственен переход нижнего, «базальтового слоя» земной коры со средней плотностью 2,9-3,0 г/см³ к верхнему, перидотитовому слою верхней мантии, плотность вещества которого колеблется в пределах 3,2-3,3 г/см³.

Условность обособления земной коры от верхней мантии и вызванная этой условностью двойственность в понимании сути взаимоотношения верхних оболочек твердой земли еще больше усилились с введением в геологическую мысль понятия «литосфера». Как известно, литосфера «вбирает в себе» земную кору целиком и верхнюю часть верхней мантии, за которой закрепились названия «литосферная мантия» или «перидотитовый слой верхней мантии». Из сказанного следует, что явная двойственность и понятийный разброс в понимании сути проблем

происхождения и взаимоотношения верхних оболочек твердой земли налицо: литосфера – эта важнейшая оболочка планеты – оказывается совокупностью двух трудно совместимых с логической точки зрения оболочек земли – земной коры, с одной стороны, верхней мантии, с другой.

В то же время, в последние десятилетия значение термина «литосфера» все больше усиливается и она по праву становится одним из центральных понятий геологической науки, что объясняется введением в геологическую мысль геотектонической концепции тектоники литосферных плит. Согласно этой концепции, литосфера рассматривается как единая и неделимая оболочка земли, образованная в целом за счет продуктов декомпрессионного плавления вещества нижней части верхней мантии, называемой астеносферой, и ведущая себя автономно в дальнейших геотектонических преобразованиях. С этой позиции понятие «земная кора» теряет всякий смысл и ее обособление с теоретической точки зрения становится чуть ли не нонсенсом. Более того, параллельное существование двух близких понятий – понятия земной коры и понятия литосферы – вносит в геологическую мысль понятийную путаницу, мешая воссозданию логически оправданной и вообще-то ясной картины заложения, преобразования и становления геологических структур планеты, по крайней мере, с момента действия тектоники литосферных плит.

Не меньшую путаницу в понимание сути геологических процессов вносит ничем непримечательный термин «верхняя мантия». Сейчас твердо установлено, что верхняя мантия земли расчленяется на две самостоятельные оболочки – астеносферу

и литосферную мантию, которые хорошо отличимы друг от друга не только по физическим характеристикам (прежде всего, по реологическим особенностям и по плотности), но и по происхождению. Так, литосферная мантия является порождением астеносферы, поскольку совокупность веществ, слагающих литосферную мантию и земную кору образовалась, вероятно, за счет продуктов плавления астеносферного пиролита за всю историю геологического развития Земли согласно положениям тектоники плит. Тем не менее, геологическая литература все еще изобилует безликим термином «верхняя мантия». Столь частое употребление этого термина ничего не дает читателю в понятийном аспекте, только путает его представление на сущность геологических процессов. Особенно злоупотребляют этим термином геофизики. Они с упорством, достойным для более лучшего применения, устанавливают границу Мохоровичича, а первопричину всех трудно устанавливаемых и запутанных процессов геотектонического и магматического содержания они зачастую склонны «прятать» в эту безликую оболочку планеты, имя которой «верхняя мантия».

Целостность и неделимость литосферного слоя земли с тектонической точки зрения доказывается двумя фактами, причем первый из них касается океанической геологии, второй – континентальной.

Местом первоначального образования океанической литосферы является, как известно, район рифтовой расщелины, расположенной по середине срединно-океанического хребта. Именно под этой расщелиной расположен астеносферный выступ, «темя» которого соответствует этой расщелине, причем это «темя» чуть ли не выходит на подводную поверхность. По крайней мере, самое близкое расположение астеносферного слоя земли к поверхности планеты зафиксировано именно здесь: под рифтами астеносферное вещество располагается в нескольких км, а под океанической литосферой как таковой

глубина расположения астеносферы исчисляется первыми десятками км.

Механизм образования первичной океанической литосферы за счет продуктов плавления астеносферного вещества вообще-то понятен: рифтовая расщелина представляет собой как бы зияющую трещину в литосфере, что обеспечивает мгновенное декомпрессионное плавление астеносферного пиролита, в результате чего образуется разрез океанической литосферы, состоящей из ультрамафитов низов литосферы и мафитов ее верхней части. Согласно результатам экспериментальных исследований А.Э.Рингвуда [1], при беспрепятственном декомпрессионном плавлении пиролитового вещества астеносферы должен образоваться именно указанный выше разрез: за счет тугоплавких составляющих пиролита образуются ультрамафитовые интрузии, слагающие основание разреза, причем эта часть разреза должна составлять $\frac{3}{4}$ часть мощности вновь созданной литосферы; верхняя $\frac{1}{4}$ часть разреза должна состоять из легкоплавких составляющих пиролита, соответствующих мафитам – интрузивным аналогам базальтов (габброидам), внизу и самим толеитовым базальтам, сверху. Созданный по такому механизму разрез океанической литосферы в пределах океанического пространства практически не подвергается складчатости, вследствие чего он, сохраняя свою относительную целостность в виде «слоенного пирога», вовлекается в спрединговый процесс. Именно реальность спрединга вполне однозначно доказывает целостность океанической литосферы, поскольку она подвергается спредингу целиком, растаскиваемая конвекционными течениями астеносферного вещества, подстилающего эту вновь созданную литосферу. Что касается реальности спрединга, то это положение тектоники литосферных плит сейчас можно считать однозначно доказанным посредством установления природы полосовых

магнитных аномалий дна Мирового океана.

Дальнейшее преобразование океанической литосферы и ее постепенная «континентализация» осуществляется, как известно, на конвергентной границе океанической плиты, создаваемой столкновением этой латерально подвижной океанической плиты (спрединг) с континентальной литосферой, находящейся в относительном покое (например, Азиатское побережье Тихого океана) илидвигающейся в противоположном направлении (например, Американское побережье Тихого океана). Данное столкновение порождает, как известно, процесс субдукции сравнительно тонкой океанической литосферы под толстую континентальную литосферу. Именно субдукционный процесс и взаимодействие субдуцирующей океанической литосферы с континентальной приводит к возникновению чрезмерных стрессовых напряжений и созданию той термодинамической обстановки, при которой происходит процесс вторичного плавления веществ взаимодействующих плит. Другими словами, здесь плавлению подвергается не вещество астеносферы как в случае создания первичной океанической литосферы (астеносфера «осталась» под субдуцирующей плитой), а плавятся в основном вещества соприкасающихся плит, представленные в основном верхним мафитовым слоем созданной в океане литосферной мантии и «ультрамафитовое дно» перекрывающей континентальной литосферы. Во вторичном плавлении участвуют также, вероятно, гранит-риолитовые и диорит-андезитовые составляющие разреза «наползающей на субдуцирующую плиту» континентальной литосферы. В результате всех этих сложнейших процессов происходит постепенная «континентализация» активных континентальных окраин, за которыми в геологической литературе закрепилось, как известно, название «зона Беньоффа-Заварицкого-Вадати». Эту зону называют также областью переходной коры (переходной литосферы), а также

андезитовым поясом, поскольку ведущим дифференциатом плавления области островных дуг являются именно магмы андезитового состава, тогда как базальтовые и риолитовые составляющие магмы здесь играют подчиненную роль.

Полная «континентализация» литосферы с ведущей ролью гранит-риолитовой составляющей магматических расплавов осуществляется в результате дальнейшего процесса коллизии, когда сталкиваются две противоположнодвигающиеся активные окраины континентов с образованием орогенного пояса [2]. Образование орогена – свидетельство восстановления «целостности» ранее разорванной континентальной литосферы в результате столкновения и взаимной спайки с образованием сутурной зоны. Поэтому мантийные уровни литосферы в образовании гранитного расплава практически не участвуют; гранитные батолиты, столь характерные орогенным поясам, образуются, вероятно, за счет вторичного плавления кислых пород, попавших в такие уровни разреза континентальной литосферы, где значения температуры оказываются достаточными для образования легкоплавких гранитных расплавов.

Целостность литосферы и условность обособления земной коры от литосферной мантии в пределах континентов улавливаются поведением орогенов, предрасположенных к сохранению изостатического равновесия. Общеизвестно, что истинные орогены в пределах континентов являются порождением жесточайших сжимающих напряжений, вызванных столкновением двух континентальных литосферных плит. Столкновение этих плит и «вздыбливание» горной системы – результат складчатости в широком смысле этого слова. Об этом впервые догадался «отец мобилизма» А.Вегенер, который так и писал: «горообразование есть складчатость, вызванная стремлением к изостазии» [5, с. 28] или «те массы, которые выступают в виде гор, есть лишь небольшая часть всей смятой массы» [5, с. 115]. Направление

мысли А.Вегенера понять нетрудно: столкновение континентальных литосферных плит сопровождается постепенным уменьшением межплитного океанического пространства, «скребыванием» некогда горизонтально лежащих океанических осадков подошвой этихдвигающихся континентальных плит и смятием их в сложнейшие складки; процесс складчатости еще больше усиливается в момент столкновения: теперь уже сминаются в складки успевшие приобрести континентальный облик на предыдущей стадии отложения самих плеч активных континентальных окраин (отложения островных дуг и окраинных морей) и их литосферное основание. Другими словами, постепенное уменьшение ширины активного пространства столкновения приводит к собиранию в складки некогда горизонтально лежащих отложений дна бывшего океана и плеч смыкающихся континентальных плит, так же как образований их литосферного основания, что приводит к многократному увеличению массы вещества, сосредоточенного в пределах созданного орогена. Появляются горы и их корни. Эти понятия давно существуют в геологической науке и наличие «корней гор» ныне ни у кого особого сомнения не вызывает. При этом природа корней гор объясняется законом изостатического равновесия, который регулирует взаимоотношение менее плотного твердого вещества литосферы с более плотной «жидкостью» астеносферы: согласно этому закону, менее плотное твердое тело как бы «плавает» на более плотной жидкости, словно айсберг в воде. При этом, чем больше масса твердого тела, тем больше оно утопает в жидкости, а с уменьшением собственной массы оно вынуждено подниматься вверх. Таким образом, в орогенических областях, где масса вещества, из-за собирания его в складки, многократно увеличена, корни этих масс должны утопать в верхней мантии. Уровень этого «утопания» никак не может соответствовать границе Мохоровичича (границе земной коры и

литосферной мантии), поскольку расположенная ниже земной коры литосферная мантия (перидотитовый слой) также состоит из твердых веществ. Единственно возможным уровнем обеспечения изостатического взаимодействия твердых и «жидких» веществ в разрезе верхней части твердой земли оказывается уровень «литосферная мантия–астеносфера», поскольку понятию «жидкость» в той или иной степени отвечает только вещество астеносферы, реологические характеристики которого отвечают частично расплавленным веществам. Такие тела, как известно, при одномоментном и резком напряжении ведут себя как твердое вещество, тогда как при постепенном напряжений они способны течь как жидкость.

Из приведенного понимания механизма образования орогенов и их корней становится очевидным, что уровень опускания корней гор никак не ограничивается земной корой, а охватывает всю литосферу в целом. Это является лучшим доказательством того, что литосфера является цельной и неделимой оболочкой земли и расчленение ее на земную кору и литосферную мантию оказывается большой условностью, мешающей понять суть и сущность геологического развития планеты.

Примечательно еще одно обстоятельство. Денудация горных систем приводит к уменьшению собственного веса орогенных областей, вследствие чего эта область вынуждена подниматься вверх согласно закону изостаии, обнажая на поверхности различные уровни былых корней орогенов [3,4]. Благодаря этому механизму нам сегодня удастся спокойно откартировать на поверхности планеты огромные гранитные батолиты и вмещающие их древние породы, в том числе «выскребленные» «брюхом» перемещающихся по горизонтали континентальных плит и выжатые при их столкновении фрагменты разрезов, затертые блоки и будины офиолитовой ассоциации пород (отложений дна бывшего океана) в пределах офиолитовых сутур,

также как фрагментов разрезов островных дуг и окраинных морей домезозойской стадии развития планеты. Иногда удается даже отметить затертые блоки и будины образований, фиксирующих этап открытия палеозойского океанического бассейна – фрагментов специфичных щелочных и субщелочных вулканитов, свойственных континентальному рифтогенезу, и амагматичных отложений пассивных континентальных окраин, предшествующих открытию океанического бассейна.

Примечательно, что в пределах сегодняшних эпипалеозойских и эпимезозойских платформ геофизики с большим усердием ищут и зачастую находят как границу Конрада, так и границу Мохоровичича. Но, эти границы ничего не дают позитивного как для практической, так и теоретической геологии. Расчленение земной коры на три слоя – «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» слои – также большая условность. Всем известно, что в пределах «гранитного слоя» всегда присутствуют мафиты и ультрамафиты среди сугубо континентальных кислых образований, а на уровне «базальтового слоя» часто отмечаются, вероятно, метаморфизованные гранито-гнейсы. По крайней мере, результаты сверхглубокого бурения на Кольском полуострове показали, что на том уровне, где должны были быть «базальтовый слой», обнаружены метаморфизованные породы кислого состава. Все эти данные свидетельствуют о тщетности выделения самой коры в качестве самостоятельной оболочки планеты, так и расчленения ее на соответствующие слои. Если на уровне «гранитного слоя» отмечаются «гранитные скорости» сейсмических волн, а на уровне «базальтового слоя» – «базальтовые скорости», то это не значит, что на этих уровнях расположены, соответственно, граниты и мафиты. Все это объясняется очень просто: после создания платформенной структуры, после всех тектонических преобразований разрез верхней оболочки земли претерпевает

«плотностное сепарирование», в результате чего вещества литосферы занимают свои уровни не в соответствии с петрографическим составом, а в соответствии с приобретенной ими плотностью. В данном контексте, не представляется чем-то зазорным «причленить» к низам «базальтового слоя» земной коры перидотитовый слой верхней мантии (литосферную мантию) и в теоретических исследованиях воздержаться от применения термина «земная кора» и стараться оперировать весьма емким понятием «литосфера».

Резюмируя изложенное, можно сделать следующих три вывода.

1). Оперирование понятием «земная кора» с точки зрения теоретической геологии ничем не оправдано, поскольку это понятие не только не вносит ничего позитивного для понимания сути процессов, происходивших на уровне литосфера–астеносфера и в пределах самой литосферы, а в известной мере мешает этому пониманию.

2). Термин «верхняя мантия» – вообще излишний термин в геологии. Этот термин не несет никакой полезной информации – ни петрологической, ни геотектонической, ни геодинамической. Ныне твердо установлено, что верхняя мантия расчленяется на две самостоятельные оболочки – на астеносферу и литосферную мантию, которые не имеют между собой ничего общего и разобщены друг от друга по своему генезису. Астеносфера, в свою очередь, подстилается подастеносферной мантией (совокупностью нижней мантии и переходного слоя). Поэтому природа всех геологических процессов в недрах планеты должны рассматриваться во взаимной увязке этих трех оболочек твердой земли (особенно верхних двух), поскольку только в этом случае становится понятным весь механизм образования тектонических структур в пределах литосферы, в т.ч. земной коры.

3) Мы никак не призываем полностью искоренить из геологической литературы термин «земная кора». Это невозможно, да и нет надобности отчуждения этого термина, когда вопросы касаются

практической геологии: невозможно потому, что этот термин за столетнюю историю своего применения, стал одним из классических и часто употребляемых терминов в геологии; что касается вопросов практической геологии, то она (практическая геология) не может обойтись, вероятно, без этого термина, поскольку человечество живет именно на поверхности земной коры и обеспечивает свои потребности в минеральных ресурсах, месторождения которых сосредоточены именно в разрезах земной коры. Совсем другое дело, когда вопросы касаются теоретической геологии. При установлении основных этапов геологического развития планеты посредством изучения характеризующих эти этапы геологических образований (геологических формаций) использование обобщенных понятий «земная кора» и «верхняя мантия» ничем не оправдано, поскольку обозначаемые этими терминами уровни верхних оболочек твердой земли невозможно обособить с геотектонической, особенно с геодинамической точки зрения. Данное обстоятельство, в свою очередь, затрудняет и невероятно мешает исследователю понять и более уверенно судить об основных стадиях заложения, развития и становления тектонических структур, являющихся основным объектом изучения как теоретической, так и практической геологии.

Литература

1. Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. Москва, 1981. 584 с.
2. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. Москва, 1985. 288 с.
3. Сеитов Н. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана: (принципы умеренного мобилизма). Алматы, 1988. 112 с.
4. Сеитов Н. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. Алматы, 1992. 200 с.
5. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Москва-Ленинград, 1925. 145 с.

ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК РЕПЕРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Сеитов Н., Жунусов А.А.

*Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева,
г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)*

Ряд фактов по особенностям глубинного строения земной коры Казахстана дает возможность предположить целостность докембрийской зрелой континентальной (сиалической) коры на территории современного Казахстана, которая нарушена лишь вдоль палеозойских офиолитовых сутурных структур. Возможная целостность указанной коры на территории республики предполагается, в частности, многочисленными выходами на поверхность довольно крупных массивов и мелких блоков докембрийских образований среди палеозоидов Казахстана, результатами геофизических исследований, а также одиночными данными глубоких скважин и выходами ксенолитов, выведенных из глубин некоторыми интрузивными массивами. Но, самым главным доказательством зрелости земной коры республики является то, что на ее территории избыточны магматические образования кислого состава, внедренные и излившиеся в палеозойский этап развития планеты. Только одного беглого взгляда на геологическую карту Казахстана достаточно, чтобы понять сугубо сиалический характер его земной коры, поскольку вся эта территория «испещрена» «красными пятнами», обозначающими интрузивные массивы гранитов и гранодиоритов, имеющие ведущую роль среди их аналогов среднего и основного состава. Да, и площади выходов вулканитов кислого состава (дацитов-риолитов) не уступают по своим размерам таковым андезитов и базальтов. «Вызревание» такого количества кислого материала вряд ли возможно на

океанической или субокеанической коре, существование которой отстаивается многими исследователями–мобилями земной коры республики, ратующими факт существования в палеозое в пределах рассматриваемого региона океанических бассейнов, сопоставимых по своим размерам с современной Атлантикой [1-7 и др.]. Ярые сторонники этих ортодоксальных идей стараются объяснить факт избытка кислого магматического материала в палеозойской коре Казахской складчатой области закрытием гипотетических крупных океанов (Палеоазиатского, Палеотетиса, Туркестанского палеоокеана и т.д.) «путем смыкания» их континентальных берегов, что, конечно, вполне логично и поэтому объяснимо. Однако, в таком случае на лике рассматриваемой складчатой области должны были остаться «определенные следы» этих закрывшихся огромных океанов (например, Палеоазиатского океана) в виде вполне реальной, вытянутой в пространстве и ориентированной параллельно закрывшимся берегам этого океана довольно широкой «полосы», трассирующей определенным набором геологических формаций, чередующихся в крест простирания и свойственных активным континентальным окраинам закрывшегося предполагаемого океана – фрагментов офиолитов (аккреционной призмы), формаций островных дуг, задугового бассейна (окраинного моря) и т.д. Однако, как явствует из особенностей геологического строения Казахской складчатой области, в ее пределах отсутствует всякого рода «упорядоченность», когда палеозойские структурно-формационные зоны

простираются в разных, вплоть до ортогональных, направлениях. Более того, они «заполнены» осадочно-вулканогенными (вулканогенно-осадочными), чисто вулканогенными или чисто осадочными отложениями различной генетической и геодинамической природы, которые прорваны многочисленными интрузивными массивами разного состава и возраста. При этом очень важно отметить три важных обстоятельства, так или иначе подтверждающих сутурную природу офиолитовых зон, свойственных Казахской складчатой области: 1) площади распространения офиолитовых структур палеозойского возраста по своим размерам не приходят ни в какое сравнение с суммарной площадью структурно-формационных зон, располагающихся между ними и заполненных палеозойскими образованиями другой (неофиолитовой) генетической и геодинамической природы, и «включающих» иногда небольшие блоки докембрийских сиалических образований; 2) все офиолитовые структурно-формационные зоны в пределах эпипалеозойского Казахского щита имеют статус антиклинориев, поскольку именно они «заполнены» интенсивно дислоцированными геологическими образованиями («варварский стиль складчатости»), прежде всего представителями офиолитового комплекса, возраст которых всегда древнее возраста слагающих соседствующие структурно-формационные зоны пород другой генетической и геодинамической природы; 3) соседствующие с офиолитовыми сутурами структурно-формационные зоны контактируют с ними, как правило, через глубинные разломы и зачастую «заполнены» близвозрастными к офиолитам осадочно-вулканогенными (вулканогенно-осадочными) образованиями островодужно-окраинноморского облика, или же сугубо осадочными породами флишевого и флишоидного облика, возраст которых всегда моложе возраста офиолитов (так

называемые, эвгеосинклинально-миogeосинклинальные пары).

Не смотря на довольно высокую степень изученности земной коры Казахской складчатой области в целом, выяснение геодинамической природы формирования самой области и иерархически соподчиненных ей складчатых систем и отдельных структурно-формационных зон все еще остается за бортом специальных целенаправленных формационных исследований. Региональные геологические исследования последних десятилетий имеют в целом «обобщающий характер», смысл которых заключается в оперировании большинством исследователей терминологией и понятиями концепции тектоники плит, не подкрепленными, однако, конкретным формационным анализом, основанном на тонком анализе и обработке данных, касающихся геохимических, петрохимических, петрологических, структурно-текстурных и т.д. особенностей геологического вещества каждой отдельно взятой структурно-формационной зоны, в первую очередь – палеозойских магматических образований в «составе» многочисленных выделенных ранее свит, серий и комплексов.

В определении «формационного лица» геологических образований и, соответственно, в повышении эффективности и качества проведенных на основе формационного анализа палеотектонических реконструкций разномасштабных структур континентальной коры ведущая роль должна принадлежать, вероятно, магматическим образованиям. Именно они, точнее, их геохимические, петрохимические, петрологические, структурно-текстурные особенности, являются наиболее надежными индикаторами геодинамической обстановки формирования этих магматических образований, поскольку каждая такая обстановка характеризуется в принципе только ей свойственными условиями магмообразования, которые определяют основные черты состава и

строения изверженных в этих условиях магматических пород. Что касается ассоциирующих с вулканитами осадочных пород, то их роль в деле проведения палеотектонической реконструкции оказывается заметно меньше из-за «поверхностных условий своего формирования», хотя они играют неопределимую роль в определении физико-географических условий осадконакопления. Другое дело – сугубо осадочные формации, типа флишевой, флишеоидной, молассовой или пассивно-континентальной. Они играют, как известно, неопределимую роль в определении как физико-географических, так и геотектонических (геодинамических) условий своего формирования.

В распоряжении исследователей земной коры Казахстана имеется немало аналитических данных, отражающих особенности состава и строения палеозойских образований, в том числе – магматических [8-11]. Однако эти материалы пока еще не находят целенаправленного применения в определении геодинамических обстановок формирования вмещающих их региональных и локальных структур земной коры Казахстана в свете прогрессивных идей тектоники плит, хотя попытки выделения групп формаций и формационных рядов магматических пород в виде совокупностей многочисленных свит и серий, а также определения связи формирования этих образований со стадиями развития земной коры Казахстана в целом имели место [12-15]. Результаты этих исследований привели к признанию некоторыми исследователями наличия на территории республики всего многообразия магматических формаций, характеризующих все стадии цикла Вильсона, хотя ареалы распространения каждого отдельно взятого члена указанного многообразия не были локализованы и геотектонические выводы были оформлены опять-таки применительно к развитию всей складчатой области в целом..

Так, согласно исследованиям [12], «в истории развития магматизма Казахстана установлены, по крайней мере, три полных цикла, определяемых по-разному, но в принципе отвечающих байкальскому, каледонскому и герцинскому тектономагматическим этапам» (с. 19). В данной работе далее отмечается, что в двух последних этапах магматические процессы проявлены наиболее полно, причем последовательная смена магматических формаций во времени определяет в принципе последовательность смены геотектонической (геодинамической) обстановки развития региона. «В грубой схеме раннегеосинклинальному (океаническому, в нынешнем понимании) этапу отвечают толеитовые и спилит-кератофировые вулканические и плагиогранит-габбро-перидотитовые интрузивные серии, позднегеосинклинальному (островодужному) – слабо дифференцированные базальт-андезит-дацитовые вулканические и габбро-гранодиоритовые интрузивные серии, орогенному – андезит-дацит-риолитовые вулканические и гранодиорит-гранитовые интрузивные серии, позднеорогенному (субплатформенному) – трахибазальт-трахириолитовые вулканические и габбро-монцанит-щелочногранитовые и аляскитовые интрузивные серии, платформенному – щелочно-базальтовые вулканические и соответствующие им сложные интрузивные серии» [12, с.19]. Из приведенного перечня первые серии довольно легко и надежно идентифицируются как ведущие члены офиолитовой ассоциации пород благодаря яркости и однозначности своей эталонной формационной характеристики, исключающей любую возможность образования такого набора пород вне океанического пространства [16]. Однако общие петрологические характеристики других магматических серий из приведенного перечня далеко недостаточны для установления геодинамической природы формирования каждой из этих серий в отдельности. Выявление эталонных признаков таких

серий и, соответственно, проведение палеотектонической реконструкции изученной структуры по этим признакам могут быть осуществлены только по результатам тонкого анализа их вещества, отсутствие которого является ныне главной причиной разночтения генетической и геодинамической природы формирования региональных и локальных (особенно, локальных) палеозойских структур Казахской складчатой области.

Затруднительность проведения качественного формационного анализа только на основе выявления «в составе» вулканогенных (осадочно-вулканогенных) свит и серий тех или иных представителей магматических пород определенного петрологического состава без привлечения данных тонких анализов можно продемонстрировать на примере присутствия в континентальной коре Казахстана различных типов «андезитоносных формаций». Так, в земной коре Казахской складчатой области андезиты встречаются в составе многочисленных существенно андезитовых, андезито-базальтовых, базальт-андезит-дацит-риолитовых и прочих ассоциаций вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, относящихся к разным геологическим формациям и изверженных в различные периоды развития палеозойских структур области. Существенно андезитовые вулканы и их туфы среди слабо дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии и связанные с ними гранодиоритовые комплексы идентифицируют, вероятно, островодужный этап развития палеозойских структур. Интенсивно дислоцированные и раздробленные фрагменты эффузивов, туфов и туффитов этих островодужных формаций часто отмечаются среди меланжа центральных офиолитовых структур, а также «в составе» геологических образований структур, обрамляющих их. Возрастной уровень этих образований обычно сопоставим с верхним уровнем офиолитовой ассоциации пород. Среди андезитовых серий несколько особняком

обстоит дело с индентификацией формационной принадлежности специфических образований, представленных обычно крупнокристаллическими густовкрапленными субщелочными плагиоклаз-пироксеновыми и пироксен-биотит-плагиоклазовыми порфиритами андезитового состава при резко подчиненной роли вулканитов основного и кислого состава, а также осадочных отложений. Существенно калиевый щелочной состав, порфирировая структура, крупные размеры порфировых выделений и другие «визуальные особенности» этих образований позволяют исследователю довольно легко отличить их от других аналогов и более надежно обособить при картировании. Выходы этих вулканитов пространственно тяготеют обычно к бортам офиолитовых сутур, часто переходя по простиранию в «андезитовидные» флишевые осадки. Возраст этих образований всегда моложе возраста офиолитовых и островодужных серий. Ранее эти образования в геологической литературе обозначались термином «формации поздних островных дуг», хотя по своим формационным признакам они могут оказаться вулканитами, излияние которых связано с возникновением на плече закрывающегося океана бассейнов окраинных морей, располагавшихся за островными дугами. И, наконец, андезиты оказываются полноправным членом андезит-дацит-риолитовых серий молассовой формации, фиксирующей орогенный (коллизийный) этап развития структуры. Эти образования в палеозоидах Казахской складчатой области неплохо узнаются благодаря сравнительно низкой степени дислоцированности, преобладанию красноцветных и пестроцветных разновидностей вулканитов, а также «ассоциированности» их с грубообломочными терригенными и карбонатными отложениями. Возрастной уровень этих образований, как и следовало ожидать, приурочен к верхним горизонтам стратиграфической колонки складчатых комплексов.

Широкий диапазон проявления вулканических процессов, извергавших сходные по петрографическому составу, но отличные по эталонным формационным признакам вулканы, свойственен также применительно к покровам и потокам базальтов и дацит-риолитов.

Резюмируя сказанное в целом отметим, что однообразие петрографического состава магматических пород в пределах Казахской складчатой области при их формационном разнообразии, бессистемный характер их распространения из-за ведущей роли разрывных нарушений, субгоризонтальных срывов и изоклиальной складчатости толщ в пределах структурно-формационных зон складчатой области существенно ограничивают возможности проведения качественного формационного анализа путем простой констатации существования указанного многообразия в локальных структурах области. Только тонкий анализ петрохимического и геохимического состава магматических образований «в составе» многочисленных свит и комплексов может дать в принципе важные результаты, необходимые для обеспечения корректности и эффективности формационного анализа, что является, в свою очередь, основой для создания палеотектонической и геодинамической модели формирования не только складчатой области в целом, но и ее отдельных составных частей в лице каждой отдельно взятой структурно-формационной зоны [17].

Литература

1. Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов Москва, 1976. С. 28-71.
2. Дергунов А.Б. и др. Закономерности формирования палеозойской Центральной Азии и Казахстана // Геотектоника 1985. № 3. С. 83-84.

3. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика спрединга. Москва: ГЕОС. 2002. 294 с.
4. Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 5-39.
5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва. Изд-во «КДУ». 2005. 560 с.
6. Дегтярев К.Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук Москва, 2010. 48 с.
7. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Butman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. P. 299-307.
8. Группа авторов. Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алматы: Наука 1982. 236 с.
9. Группа авторов. Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алматы: Наука 1982. 168 с.
10. Группа авторов. Магматические комплексы Казахстана: Джунгаро-Балхашская складчатая система. Алматы: Наука 1983. 216 с.
11. Группа авторов. Магматические комплексы Казахстана: Уральская и Зайсанская складчатая система. Алматы: Наука 1983. 220 с.
12. Абдулин А.А., Авдеев А.В., Паталаха Е.И. Магматизм Казахстана с позиции современных геотектонических концепций // Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 18-35.
13. Абдрахманов К.А. и др. Проблемы гранитизации и гранитообразования на примере Казахстана // Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 133-148.
14. Жданов В.В. и др. Эволюция магматизма в истории формирования континентальной земной коры // Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 61-74.
15. Ляпичев Г.Ф. и др. Закономерности развития вулканизма Казахстана // Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 149-166.
16. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника 1969. №4. С. 5-23.
17. Сеитов Н. Генетическая и геодинамическая модель геологического развития и становления палеозойских офиолитовых зон. Алматы, 2006. 150 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА

Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Жакупова Ш.А., Парфенова Л.П.

*Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан
(arshamov82@mail.ru)*

Обширная литература по металлогении вулcano-плутонических поясов (ВПП) современных глобальных подвижных поясов (Тихоокеанского, Средиземноморского и др.) характеризует их наиболее продуктивными структурами Земли в металлогеническом отношении [1-7]. Действительно, ВПП Тихоокеанского сегмента Земли насыщены месторождениями меди, полиметаллов, золота, серебра, олова, вольфрама и других полезных ископаемых, что является следствием полициклического их развития, многократным (часто унаследованным) проявлением рудообразующих процессов.

В свете отмеченного уже в начале XX века пристальное внимание геологов бывшего СССР привлекали регионы южной части Центрального и восточной части Южного Казахстана, характеризовавшиеся широчайшим проявлением позднепалеозойского вулканизма и интрузивного магматизма, продукты которых являлись ведущими образованиями герцинской Жонгаро-Балхашской складчатой системы (ЖБСС) и которые оказались также продуктивными на многочисленные виды полезных ископаемых.

Отмеченные факты издавна позволяли геологам проводить аналогию между Дальневосточным сегментом Тихоокеанского рудного пояса и Жонгаро-Балхашской складчатой системой, классифицируя ареалы проявления позднепалеозойского магматизма как окраинно-континентальный Балхаш-Илийский ВПП (Н.А. Афоничев, В.Ф. Беспалов, Г.Л. Добрецов, Г.Ф. Ляпичев и др.) [8, 9 и др.], который огромным подковообразным континентальным массивом обрамляет, за

исключением юго-восточного сектора, окраинное Жонгаро-Балхашское море.

В дальнейшем детальное картирование и анализ пространственного расположения позднепалеозойских магматитов показали группирование вулканических и вулcano-тектонических структур в протяженные, различные по строению и длительности развития пояса, объединявшиеся ранее в единый Балхаш-Илийский вулcano-плутонический пояс (ВПП). Эти различия по мере доизучения авторами объемных соотношений осадочных и вулканогенных пород в них, длительности проявления вулканизма петрохимических особенностей вулканических взаимоотношений позднепалеозойских вулканогенных формаций с подстилающими вещественными комплексами оказались весьма очевидными. Все это показывало, что в некогда едином ВПП имеется ряд структурно-формационных зон (СФЗ), резко отличающихся по указанным характеристикам, что позволило по аналогии с современными структурами активных континентальных окраин выделить два ВПП: каменноугольный Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский окраинно-континентальный (по А.А. Богданову, 1959) и собственно Балхаш-Илийский внутриконтинентальный каменноугольно-пермский (рис. 1) [10].

Тематические исследования авторов последних 10-15 лет («Геодинамические обстановки формирования геологических формаций вулcano-плутонических поясов (ВПП) ЖБСО и их новые металлогенические аспекты», 2000-2002 гг., Стратиграфия и условия формирования продуктивных рудоносных формаций позднего палеозоя

Казахстана с оценкой их перспектив на открытие конкурентоспособных месторождений, 2003-2005 гг. и др.) по геологии и металлогении ЖБСС выявили ряд новых аспектов в металлогении позднепалеозойских ВПП.

Одним из них является прежде всего золото-сереброносность ЖБСС, о которой писали А.Б. Диаров (1966) и Б.С. Зейлик (1968) уже в 60-е годы прошлого столетия, но серьезных работ в достаточном объеме ни научного, ни производственного характера для развития этого направления до настоящего времени в ЖБСС не проводилось. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие в регионе действующих золотодобывающих рудников, за исключением на мелких

месторождениях Таскора, Архарлы, Енбекши, Мыстобе. В то время как о несомненной высокой золотоносности Жонгаро-Балхашской складчатой системы (ЖБСС) свидетельствует «Карта золото-сереброносности ЖБСС» масштаба 1:500000, охватывающая территорию 55 планшетов масштаба 1:200000 [11 и др.]. На карте показано более **2000** объектов различной формационной принадлежности, среди которых, несомненно, преобладают эпitherмальные. Из отмеченных на карте проявлений **684** точки минерализации характеризуются содержанием **Au от 0,01 до 0,1 г/т; 773 точки – 0,5-1,0 г/т; 577 точек – 1,0-5,0 г/т и 90 точек более 5,0 г/т.**

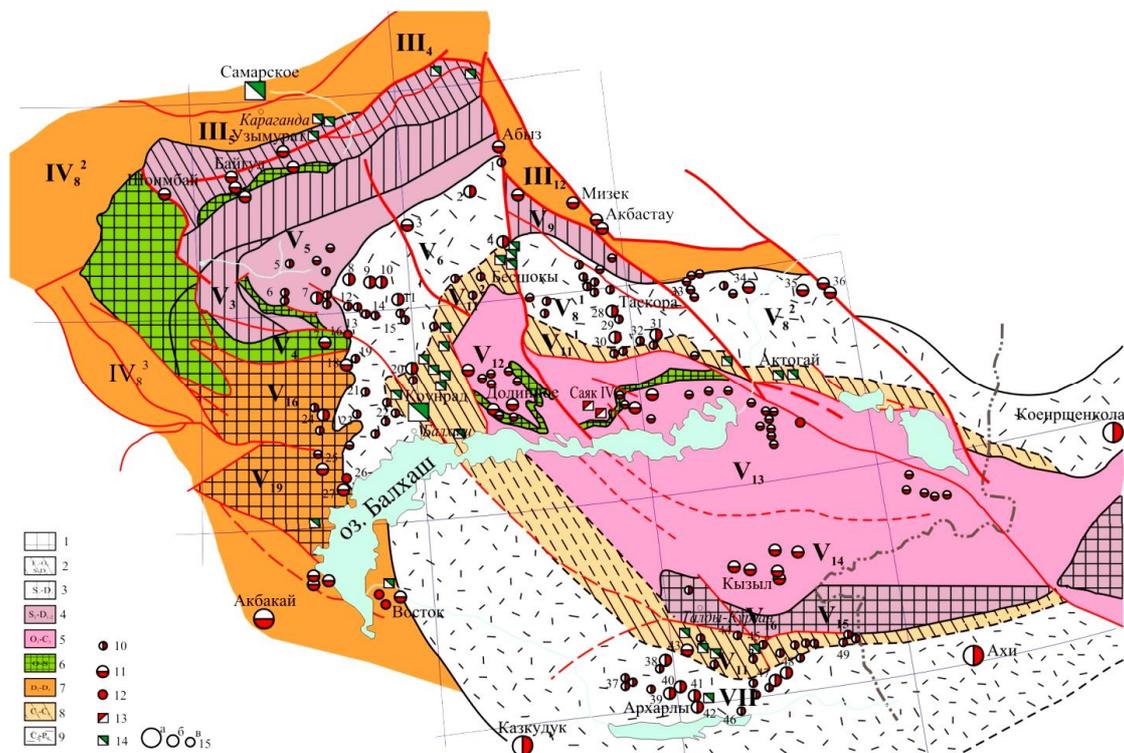


Рис. 1. Схема расположения золоторудных и меднорудных проявлений в позднепалеозойских вулканоплутонических поясах Казахстана. Составили П.К.Жуков Э.Ю.Сейтмуратова

1 - блоки докембрийского кристаллического фундамента Жонгаро-Балхашской складчатой области, 2 - Центрально-Казахстанский окраинно-континентальный девонский вулканоплутонический пояс (фронтальная зона) ВПП, 3 - Атасу-Нурунская структурно-формационная зона (северо-западная периферия Жонгаро-Балхашского окраинного палеобассейна), 4 - Успенская СФЗ (континентальный рифт фамен-каменноугольного возраста), 5 - Жонгаро-Балхашский окраинный палеобассейн длительного развития ($O_{1-2} - C_2$), 6 - Спасская рифтогенная зона, 7 - Центрально-Казахстанский окраинно-континентальный девонский ВПП (центральная и тыловая зоны), 8 - Тасты-Кусак-Котыр-Алтынэмельский окраинно-континентальный (краевой) позднепалеозойский вулканоплутонический пояс), 9 - Балхаш-Илийский вунтриконтинентальный позднепалеозойский ВПП, 10 -14 - проявления: 10 - золоторудные 11 - золото-серебряные, 12 - золото-полиметаллические, 13 - золото-меденосные, 14 - медно-порфировые с золотом, 15: а) месторождения (крупные и средние), б) мелкие месторождения, в) рудопоявления

Изучение закономерностей проявления выделенных золоторудных площадей показало их большие перспективы, в связи с обнаружением по различным геологическим критериям многочисленных аналогий с известными в мире крупными месторождениями данной формационной группы: Тавуа Поло, остров Фиджи - Сымбыл, Южно-Токрауская СФЗ; Багио, Филиппины – Архарлы, Сарыозекская СФЗ; Калгурли, Западная Австралия - Таскора, Котанэмель-Калмакэмельская СФЗ и т.д. [11]. В связи с отмеченным, регион является весьма благоприятным для выявления крупных эпитермальных Au-Ag месторождений, которые, тем не менее, пока не обнаружены, в то время как на продолжении внутриконтинентального Балхаш-Илийского ВПП на территории Китая в северной и южной ветвях его выявлены крупные месторождения Ахи (56 т) и Коершенкола (170 т) (рис. 1). Поэтому поиски причин отсутствия крупных эпитермальных Au-Ag месторождений в позднепалеозойских ВПП ЖБСС путем доизучения наиболее перспективных площадей для выявления объектов этой формации представляются весьма актуальными.

Однако при проведении поисков подобных объектов необходимо учитывать такую из важнейших закономерностей их проявления, как совмещение в одном и том же рудном районе и даже узле, единичных крупных месторождений с многочисленными рудными объектами небольшого масштаба. Характерным примером подобного распределения золоторудных объектов являются рудные поля месторождений Тавуа Поло (более 120 т), Сильвертон-Теллурид (245 т), провинции Киватин и других. Эти крупные месторождения находятся в единых структурах кальдерного типа с многочисленными непромышленными проявлениями: в первом случае – с 21 объектом, во втором – с 37 [2, 7].

Следовательно, при поисках эпитермальных золоторудных месторождений ВПП необходимо оценивать всю потенциально рудоносную площадь, выделяющихся в ЖБСС сотнями. Также важным моментом при проведении площадных поисковых работ на Au-Ag проявлениях является возможность их переоценки, как крупнообъемных вкрапленных и прожилково-вкрапленных (штокверковых) месторождений [12]. Оцененные таким образом рекомендуемые золоторудные объекты могут пополнить фонд реальных перспективных площадей.

Доработка проблем металлогении меди в ЖБСС еще раз показала, что все крупные медно-порфировые месторождения Мира локализируются в крупнейших структурных элементах земли, каковыми являются орогенные вулканогенные пояса [5] и ЖБСС при этом не является исключением [13]. Из всего объема медных объектов ЖБСС [14, 15] большая часть (68%) составляют медно-порфировые проявления. При этом 76% из собственно медно-порфировых проявлений размещаются в обоих позднепалеозойских ВПП ЖБСС. Выявление же закономерностей локализации медно-порфирового оруденения собственно в ВПП показало несомненную специализацию на этот тип оруденения окраинно-континентального Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского ВПП, в котором находится 84% всех медно-порфировых объектов. Кроме того выявлено, что все крупные месторождения медно-порфирового типа – Конырат, Актогай, Коксай – тяготеют к окраинно-континентальному Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельскому ВПП, а более мелкие – Алтуайт, Алмалы, Нурбай и др. – к внутриконтинентальному Балхаш-Илийскому ВПП (рис. 1) [16 и др.].

Проведенный анализ закономерностей размещения медно-порфировых проявлений ЖБСС выявляет много аналогий с характером размещения известных медно-порфировых

месторождений ВПП Мира, что позволяет утверждать для ЖБСС, как и ранее, высокие возможности обнаружения новых крупных медно-порфировых месторождений и рекомендовать в качестве наиболее благоприятных известные три рудных района - Балхашский, Актогайский и Усть-Илийский.

Будущие поисково-разведочные работы на медно-порфировое оруденение рекомендуется проводить в двух направлениях: во-первых, необходимо вести доразведку известных объектов на глубину с учетом идеи о многоярусном проявлении оруденения в вулканогенных эпитеpmальных месторождениях; во-вторых, необходимо возобновить поиски промышленных медно-порфировых месторождений, скрытых под чехлом рыхлых отложений на территориях, для которых по данным глубинной геофизики выявляется геологическое строение идентичное с эталонным Коныратским районом [17].

Выводы

Проведенный авторами на базе новых данных последних 20-25 лет сравнительный анализ закономерностей проявления эпитеpmального медно-порфирового и золото-серебряного оруденений ЖБСС с общемировыми эталонами выявил для них факторы рудоносности во многом подобные таковым типовых объектов Мира.

Полученные данные свидетельствуют, как и ранее, о высоких перспективах ЖБСС на возможное обнаружение новых крупных медно-порфировых месторождений.

В отношении эпитеpmального золото-серебряного оруденения результаты исследований позволяют авторам утверждать, что ЖБСС в силу своей высокой потенциальной золото-серебронности с разворотом усиленных поисково-разведочных работ может явиться надежной продуктивной провинцией относительно нового для

Казахстана эпитеpmального вулканогенного золото-серебряного оруденения.

Литература

1. Смирнов С.С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М. 1952. 359 с.
2. Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М. 1972. 296 с.
3. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М. 1984. 496 с.
4. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М. 1984. 504 с.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения Мира. М. 1986. 236 с.
6. Рудные формации вулканоплутонических поясов Дальнего Востока (генетические типы и закономерности размещения). М. 1989. 235 с.
7. Некрасов Е. М. Перспективные типы зарубежных эпитеpmальных месторождений золота // Геол. методы поисков, разведки и оценки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. М. 1991. 48 с.
8. Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы / Сов. геол. 1967. № 2 С. 33-53. № 3. С. 61-82.
9. Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата. 1971. 382 с.
10. Сейтмуратова Э. Ю., Борукаева М. Р., Ляпичев Г. Ф., Сайдашева Ф. Ф. Вулканизм позднего палеозоя активной окраины Казахского палеоконтинента // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы. 2000. Ч. 1. С. 104-118.
11. Сейтмуратова Э. Ю. Золотоносность позднепалеозойских вулканоплутонических поясов ДБСО (проблемы её изучения и освоения) // Геология и разведка недр Казахстана. № 2. Алматы. 1998. С. 13-24.
12. Сейтмуратова Э.Ю., Рафаилович М.С., Диаров А.Б., Сайдашева Ф.Ф. К постановке поисков крупнообъемных вулканогенных золото-серебряных месторождений Казахстана / Геология и охрана недр. № 4. 2007. С. 7-27.

13. Медно-порфировые месторождений. Серия: Балхашский сегмент. Колесников В.В., Жуков Н.М., Солодилова В.В., Филимонова М.Е. и др. Алма-Ата. 1986. 200 с.
14. Карты полезных ископаемых Казахстана м-ба 1:1000000. Гл. ред. Б.С. Ужкенов, отв. Ред. И. И. Никитченко. МЭиМР РК, Комитет геологии и охраны недр. 2003.
15. Полезные ископаемые Казахстана. Пояснительная записка к Карте полезных ископаемых м-ба 1:1000000. Никитченко И.И. Кокшетау. 2002. 188 с.
16. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Алма-Ата. 1984. 232 с.
17. Сейтмуратова Э.Ю., Тюгай О.М., Сайдашева Ф.Ф., Стецюра М.М. Современное состояние изученности медно-порфирового оруденения и возможные пути поисков промышленных месторождений в Акшатау-Коньратском рудном районе // Науки о Земле в Казахстане. Докл. к XXXIII международному геологическому конгрессу. МГК-33. Алматы. 2008. С. 34-46.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА**Сейтмуратова Э.Ю., Жакупова Ш.А., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Парфенова Л.П.***Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан
(arshamov82@mail.ru)*

Позднепалеозойские магматические породы пользуются в Казахстане широким распространением, но наибольшим их проявлением характеризуется Жонгаро-Балхашский регион (Центральный и Южный Казахстан). Действительно в геологическом строении данного региона удельный вес позднепалеозойских магматических образований очень высокий. Это обусловлено интенсивным проявлением магматической деятельности на протяжении всего позднего палеозоя (335-255 млн. лет), определившее формирование протяженных континентальных вулканоплутонических поясов (ВПП) – каменноугольного Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского и каменноугольно-пермского Балхаш-Илийского.

Изучение геологами Казахстана регионов с таким же широким развитием интрузивных и вулканогенных пород не могло не обратить их внимания на часто устанавливаемое ассоциативное проявление этих образований, выделявшихся как комагматические пары или вулканоплутонические ассоциации (ВПА), которые широко исследовались в 60-80 гг. прошлого века [1-2, 6-12, 13 и др.].

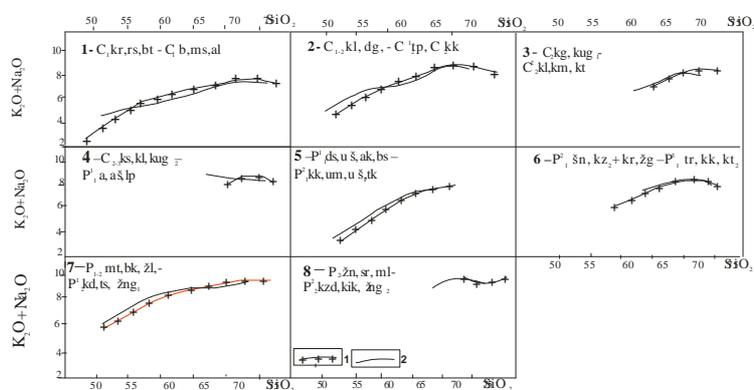
Авторами, вслед за многими геологами, под ВПА понимаются совокупности вулканических и интрузивных пород, характеризующихся помимо петролого-геохимического родства, тесными временными и пространственными соотношениями и сопоставимостью масштабов проявления. Формирование комагматических эффузивных и интрузивных комплексов при этом не синхронно и разделено временем складчатых движений, что позволяет рассматривать историю

становления таких ассоциаций следующим образом. В начале происходит накопление в течение более или менее длительного времени, оцениваемого первыми десятками миллионов лет, лавового и пирокластического материала с образованием субвулканических тел; затем складчатость и интенсивные восходящие глыбовые подвижки с сопутствующим или следующим за ними внедрением из общего магматического очага плутонических масс [3, 4, и др.]. В подавляющем большинстве случаев, дифференциационные ветви вулканических и плутонических серий не совсем тождественны друг другу. Это обстоятельство указывает на перерыв в эволюции очага, связанный с изменением термодинамических и тектонических условий. На разрыв во времени образования вулканической и плутонической серий указывает и внедрение последней в уже деформированные «собственные» эффузивные толщи. Тем не менее петрографические, петрохимические и геохимические особенности говорят о кровном родстве этих серий.

На примере позднепалеозойских ВПА (рис. 1) обнаруживается удивительное сходство петрохимических составов у вулканогенных и интрузивных образований. Согласно рис. 1 позднепалеозойские магматиты расчленены на восемь разновозрастных вулканоплутонических ассоциаций, которые в различных сочетаниях участвуют в строении позднепалеозойских магматогенных структур этого региона (рис.2). Среди магматогенных структур, являющихся главными структурными элементами позднепалеозойских ВПП, явно преобладающими являются изометричные и кольцевые структуры

различной сложности строения и длительности формирования [6, 10-11, 13 и др.]. Изометричные магматогенные структуры связаны с крупными глубинными разломами и обеспечивают высокую магматическую проницаемость. При этом проявление вулканизма или реализация вулканических очагов происходит в двух его формах: центральной и ареальной. Как и в областях современного вулканизма, первая из них характерна для тектонически спокойных участков, вторая - связана с зонами дифференцированных движений: Таким образом, влияние вулканического и

тектонического факторов на формирование структур вулканических областей бывает весьма сложным. Действительно, отдельные секторы позднепалеозойских поясов закономерно вписываются в структурный рисунок региона. Внутренняя структура подобных участков (Токрауская Котанэмель-Калмакэмельская, Баканаская мегазоны) определяется развитием магматического процесса. В других случаях, внутренняя структура участков, охваченных вулканизмом, (Илийская мегазоны) подчинена долгоживущим глубинным разломам.



1-2 – Тренды химических составов петротипов: интрузивных (1) и вулканогенных (2) комплексов. Индексы вулканогенных и интрузивных комплексов по хроноуровням: 1 – каркалинская, кусакская, батпакская свиты (C_1 kr, ks, bt) – балхашский, музбельский, алтынэмельский (C_1 b, ms, al) интрузивные комплексы; 2 – калмакэмельская, дегерезская (C_{1-2} kl, dg) свиты – топарский, кокдалинский (C_1^2 tr, C_2 kk) интрузивные комплексы; 3 – кергетаская, нижнекугалинская (C_2 kg, kug₁) свиты – калдырминский, кумжалский, койтасский (C_2^2 kl, km, kt) интрузивные комплексы; 4 – коскызыльская, таскоринская, колдарская, верхнекугалинская (C_{2-3} ks, ts, kl, kug₂) свиты – акштатауский, ащисуйский (лепсинский) (P_1^1 a, ash, lp) интрузивные комплексы; 5 – достарская, ушмолинская, акшокинская, бескайнарская (P_1^1 ds, uš, ak, bs) свиты – кокомбакский, умитский, раннеушобинский, тектурмасский (P_1^2 kk, um, us₁, tk) интрузивные комплексы; 6 – шангельбайская, верхнекызылжинско-кармысская, жалгызагашская (P_1^2 sn, kz₂+kr, zg) свиты – торангылыский, кызылкайнарский, позднекатутауский (P_1^3 tr, kk, kt₂) интрузивные комплексы; 7 – майтасская, бакалинская, жельдыкоринская (P_{1-2} mt, bk, žl) свиты – кадырский, таскоринский, ранне-южножонгарский (P_2^1 kd, ts, žng₁) интрузивные комплексы; 8 – жанская, сейриктауская, малайсаринская (P_2^2 žn, sr, ml) свиты – кызыладырский, кикунтайский, позднее-южножонгарский (P_2^2 kzd, kik, žng₂) интрузивные комплексы.

Рисунок 1. Петрохимические диаграммы $SiO_2 - (K_2O+Na_2O)$ позднепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций Жонгаро-Балхашской складчатой области

Та же зависимость характерна и для магматической проницаемости. На участках развития длительно живущих линейных тектонических структур, то есть в тектонически активных зонах, магматическая проницаемость носит линейный характер и обуславливается горизонтальными движениями земной коры. В пределах относительно «устойчивых» участков развивается площадная магматическая проницаемость, на проявление которой горизонтальные движения почти не влияли.

Разные типы магматогенных структур, выделяемые в позднепалеозойских ВПП Казахстана, также формировались при

разном влиянии тектонических сил и магматизма. При этом для более ранних стадий развития ЖБСО характерны структуры, формировавшиеся при большем влиянии тектонического процесса, а для более поздних – уже чисто магматогенные структуры. Это распределение разных типов структур во времени с развитием на конечных стадиях эволюции структур с наиболее тесной генетической связью интрузивных и вулканических образований, отражает миграцию положения их периферических очагов, высокое положение магматических камер по отношению к поверхности земной коры, что связано с состоянием

зрелой континентальной коры к концу развития складчатой области в орогенную стадию.

Внутри широко развитых кольцевых и изометричных вулкано-тектонических и вулкано-плутонических структур длительного развития, а также в их обрамлении часто обнаруживаются полихронные плутоны или серия

обособленных разновозрастных интрузивов (Бугулинская ВТС, Карабасанская, Каргалинская, Байназарская, Кангаштинская, Улькен-Каракууская Жанетская, Майтасская, Кокдомбакская, Бектау-Атинская, Сарыюбинская, Восточно-Кызылтасская, Канжайляуская и др.) [1,3,5,6-9,10-11,13 и др.].

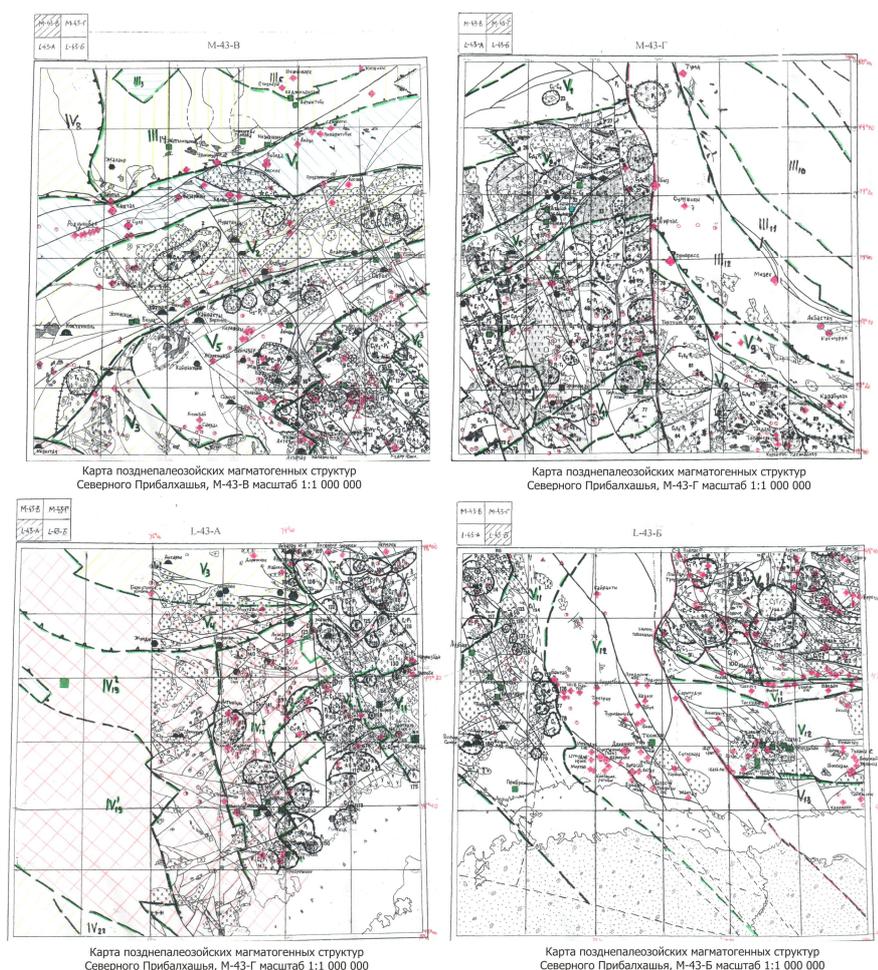


Рисунок 2 – Схема расположения позднепалеозойских магматогенных структур Центрального Казахстана

Подтверждаемые многочисленными фактами узловое и многократное проявление позднепалеозойского магматизма вполне согласуется с предлагаемой Е. В. Артюшковым и др. [3], Г. Л. Добрецовым и Н. Л. Добрецовым [4] и другими моделью формирования полихронных магматических систем.

Таким образом, в настоящее время есть основание полагать, что полихронность, то есть пространственная совмещенность

разновозрастных интрузивных и вулканогенных комплексов, очень широко проявленная в Жонгаро-Балхашском регионе, наряду с гомодромностью, относится к числу наиболее общих свойств проявления орогенного магматизма. Отмеченное является одной из главных закономерностей проявления магматизма в подвижных поясах, особенно на заключительной стадии их развития. Данная закономерность в виде тесной

пространственной связи вулканогенных и интрузивных формаций давно устанавливается не только в Казахстане, но и в других регионах широкого проявления как вулканогенных, так и интрузивных образований [3 и др].

Именно эта закономерность способствовала в 60-70-е годы прошлого столетия широкому развитию идеи о вулcano-плутонических ассоциациях (ВПА) активных складчатых областей. Примерно к этому же времени относится предложение Е. К. Устиева (1963г) о выделении вулcano-плутонических формаций. Не вдаваясь глубоко в историю дискуссии относительно особенностей терминов “вулcano-плутоническая ассоциация” и “вулcano-плутоническая формация”, авторы хотели бы отметить, что в своих исследованиях они пользуются первым термином. Предпочтительность его, более широкого по смыслу термина, определяется тем, что связи между вулканическими и плутоническими породами проявляются весьма разнообразно, что обусловлено определёнными стадиями развития

складчатых поясов, составом и свойствами самих магматических расплавов и условиями их генерации.

Первые схемы последовательности формирования позднепалеозойских вулcano-плутонических ассоциаций в Казахстане связаны с именами Р.А. Борукаева, Н.Г. Сергиева, В.К. Монича, Г.Ф. Ляпичева, Т. В. Перекалиной, Ю. И. Лялина, Б.С. Зейлика, А.В. Авдеева, К.А. Абдрахманова, Л.Н. Шарпенко, Л. К. Алексеевой, Г. Т. Скублова и других. Именно такой подход, с позиций выявления вулcano-плутонических пар, мог способствовать совершенствованию как литолого-стратиграфической схемы континентальных вулcanoгенно-осадочных и вулcanoгенных отложений карбона и перми [10-11 и др.], так и “Схемы корреляции позднепалеозойских вулcano-плутонических ассоциаций ЖБСО” (рис. 3) [7-8,10-11 и др.], так как позволяет использовать при отсутствии данных о возрасте у той или иной составляющей ВПА характеристик обоих комплексов.

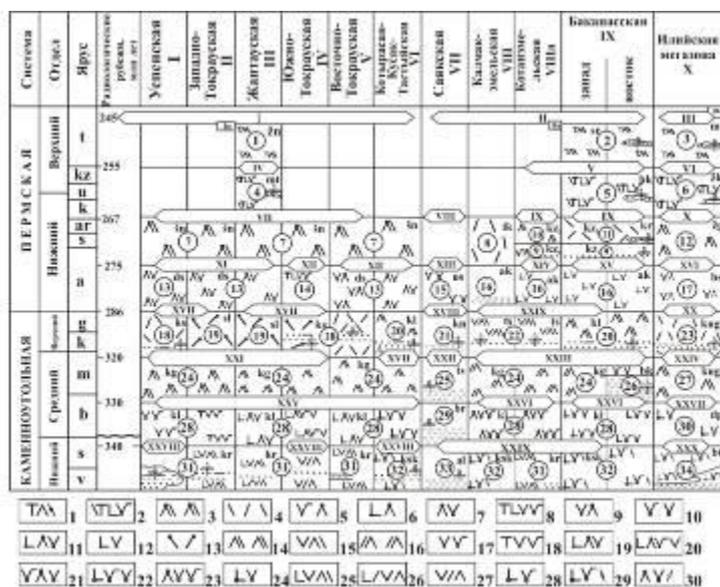


Рисунок 3 – Схема корреляции комагматических вулcano-плутонических ассоциаций Жонгаро-Балхашской складчатой области

Вулcanoгенные и вулcanoгенно-осадочные формации:

- 1 – трахидацит-риолитовая нормальной и калиевой щелчности, 2 – контрастная риолит-трахибазальт-андезитбазальтовая калиевой и нормальной щелчности.
- 3 – дацит-риолитовая калиевой и нормальной щелчности, 4 – риолитовая нормальной щелчности, 5 – андезитбазальт-дацитовая калиевой щелчности, 6 – базальт-дацитовая калиевой щелчности, 7 – дацитандезитовая калиевой щелчности, 8 – трахибазальт-андезит-андезитбазальтовая калиевой и нормальной щелчности, 9 – андезит-дацитовая калиевой щелчности, 10 – андезитбазальт-андезитовая натриевой щелчности, 11 – базальт-дацит-андезитовая калиевой щелчности, 12 – базальт-андезитовая калиевой щелчности, 13 – риолитовая кварцевая, 14 – дацит-риолитовая нормальной щелчности, 15 – андезит-дацит-риолитовая нормальной щелчности, 16 – риодацитовая нормальной щелчности, 17 – андезит-андезитбазальтовая калиевой щелчности, 18 – трахиандезит-андезитбазальтовая нормальной щелчности, 19 – базальт-дацит-андезитовая калиевой щелчности, 20 – базальт-дацит-андезитбазальт-андезитовая нормальной и калиевой щелчности, 22 – базальт-андезитбазальт-андезитовая-андезитовая натриевой щелчности,

23 – дацит-андезит-андезитбазальтовая натриевой щелчности, 24 – базальт-андезитовая натриевой щелчности, 25 – базальт-андезит-дацит-риолитовая нормальной щелчности, 26 – базальт-риолит-андезит-дацитовая нормальной щелчности, 27 – андезит-риолит-дацитовая нормальной щелчности, 28 – базальт-андезитбазальтовая натриевой щелчности, 29 – базальт-андезитбазальт-риолитовая натриевой щелчности, 30 – дацит-андезит-риолитовая натриевой щелчности. *Вулcanoгенно-осадочные свиты*, пермские: 1. Zn – жанская. 2. sr –

сейректауская. 3. ml – малайсаринская, 4. mt – майтасская, 5. bk – бакалинская, 6. žk – жельдыкоринская, 7. šn – шангельбайская, 8. ik – икбайская (итбайская), 9. kz₁ – нижнекызылжинская, 10. kz₂ – верхнекызылжинская, 11. kz₂ + kr – верхнекызылжинская+кармысская, 12. žg – жалгызгаашская, 13. ds – достарская, 14. dž – джангельдинская, 15. uš – ушмолинская, 16. ak – акшокинская, 17. bs – бескайнарская; каменноугольные: 18. ks – коскызыльская, 19. sl – сулушокинская, 20. kl – колдарская, 21. kn – кунгисаяская, 22. ts – таскоринская, 23. kug₂ – верхнекугалинская, 24. kg – керегетасская, 25. ts – тастыкудукская, 26. bk – баканаская, zn – знгаменская, 27. kug₁ – нижнекугалинская, 28. kl – калмакэмельская, 29. br – бурултасская, 30. dg – дегерезская, 31. kr – каркаралинская, 32. ksk – кусакская, 33. al – алабинская, 34. bt – батпакская. **Римскими цифрами обозначены интрузивные комплексы:** I – кызылрайский существенно калиевых и аляскитовых гранитов, Ia – кызыладырский гранит-граносиенитовый; II – кызылтасский (баканасский) существенно калиевых и щелочных гранитов, IIa – кукунтайский субщелочных гранитов; III – салдыктасский (хоргозский) лейкогранитовый, IIIa – поздне-южноджунгарский граносиенитовый; IV – кадырский габбро-монзонит-монцо-диоритовый; V – таскоринский (уштобинский) габбро-монзонит-граносиенитовый, VI – ранне-южноджунгарский монзонитовый, VII – торангылыкский калиевых гранитов-граносиенитовый, VIII – кунгисаяский адалит граносиенитгранитовый, IX – кызылкайнарский существенно калиевых гранитов (граносиенитов?), X – позднекатутауский сиенитовый, XI – кокдомбакский габбро-монзонит-монцо-диорит-гранодиоритовый, XII – кокдомбакский габбро-монзонит-монцо-диорит-гранодиоритовый, XIII – умитский (саякский) монзонит-монцо-диорит-гранодиоритовый, XIV – ушобинский габбро-монцо-диорит-сиеногранодиорит-диоритовый, XV – актогайский габбро-монцо-диорит-сиеногранодиорит-диоритовый, XVI – катуауский габбро-монзонит-монцо-диоритовый, XVII – акчатауский гранит-лейкогранитовый, XVIII – катбарский гранитовый, XIX – ащисуйский гранитовый, XX – ойсазкий лейкогранитовый, XXI – калдырминский (куттуадамский) гранодиорит-гранитовый, XXII – бесобинский гранитовый, XXIII – кумжальский гранитовый, XXIV – лепсинский гранитовый, XXV – топарский габбро-диорит-диорит-гранодиорит-гранитовый, XXVI – кокдалинский габбро-диорит-гранодиоритовый, XXVII – койтасский диорит-гранодиорит-адалит-плагиогранитовый, XXVIII – балхашский габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовый, XXIX – музбельский габбро-диорит-плагиогранитовый, XXX – алтынэмельский (усекский-теректинский) габбро-гранодиорит-адалит-плагиогранитовый

Чаще всего приходится использовать результаты определения абсолютного возраста интрузивных пород для выявления возрастного уровня вулканогенных комагматов, так как в большинстве случаев они оказываются “немыми”, без органических остатков, а радиологические определения возраста горных пород в Казахстане проводились, главным образом для интрузивов [2,5,6,7-12 и др.]. Выделение ВПА в областях широкого их проявления играет важную роль непосредственно и при картировании. Изучение и выделение ВПА показывает также, что они участвуют в строении изометричных и кольцевых магматогенных структур, являющихся во многих случаях рудоносными, поэтому точное определение той или иной ВПА, с которой связано оруденение, имеет очень важное значение для поисковой геологии.

Литература

1. Авдеев А.В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамшинского водораздела / Сб. Вулкано-плутонические формации формации и их рудоносность Алма-Ата. 1969. С. 109-121.
2. Бедров Г.И., Монич В.К., Куликовский К.Т. и др. Интрузии топарского комплекса в Шетском районе Центрального Казахстана // Тр. ИГН АН КазССР. Алма-Ата. Т. 12. С. 43-73.
3. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В., Яншин А. Механизм образования геосинклинальных поясов / Сов. геология. 1982. №1. С. 14-27.
4. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса // Геология и геофизика. 1974. №5. С. 130-138.
5. Ефремова С.В., Негрей Е.В., Царева Г.М. и др. Строение герцинских гранитоидных комплексов в Центральном Казахстане // Магматич. и метаморфич. к-сы Казахстана. Тр. II Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата. 1977. С. 90-99.
6. Курчавов А.М., Дорохов И.Л. Новые данные о геологическом строении гор Бугылы (Центральный Казахстан // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1982. №5. С. 31-34.
7. Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Старов В.И. Некоторые вопросы радиоизотопной геохронологии магматических комплексов Казахстана // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-ата 1994. С. 153-159.
8. Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р. и др. Позднепалеозойские вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-ата, 1991. С. 77-85
9. Перекалина Т.В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., 1966. 240 с.
10. Сейтмуратова Э.Ю., Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации

Жонгаро-Балхашской складчатой области (стратиграфия геолого-петрологияческие особенности). Алматы 2002 г. 254 с.

11. Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области // Автореферат докторской диссертации. Алматы 2003 г. 53 с.
12. Серых В.И. Палеозойские гранитойдные комплексы и серии Прибалхашья // Известия АН Каз.ССР. Сер. геол. 1977. №3. С.8-17
13. Шарпенко Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л., 1979. С. 231.

ТРИ ТИПА ЛИТОСФЕРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ**Сидоров А.А.^а, Чехов А.Д.^б, Волков А.В.^а, Алексеев В.Ю.^а**

^а*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва.
(tma2105@mail.ru)*

^б*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан
(chegov@neisri.ru)*

Целесообразность использования в тектонических целях трехчленной типизации литосферы далеко не очевидна. Чаще предпочитают оперировать с океаническим и континентальными типами, нами же обоснована необходимость выделения окраинноморского типа литосферы, которая имеет высокий металлогенический потенциал [1].

Глубинное просвечивание Земли показало, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет своеобразный характер, принципиально отличный и от океанических и от континентальных площадей.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии это удалось показать Маруяме [2]. Детальной сейсмотомографией здесь выявляются отчетливо микролитный характер и специфическое глубинное устройство со стагнантными слэбами в основании, водообогащенной мантией, полого- и крутонаклоненными разнонаправленными субдукционными зонами, малоглубинными диапирами.

Такие же характерные элементы - повсеместно глубинные ограничения по древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, проявляющиеся в виде глубоководных впадин (иногда спрединговых) с высокими значениями теплового потока, выполаживание и стагнация на глубине слэбовых пластин - выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к северо-востоку Азии окраинных морях - Охотском, Японском и Беринговом.

Таким образом, традиционное оперирование разновидностями земной коры при тектонических построениях, сменяется делением всей литосферной

оболочки Земли на три составные части, или литосферные типы - океанический, окраинноморский и континентальный, каждому из которых присущи свои собственные параметры и характеристики. Все они обладают четко выраженными глубинными сейсмическими границами; неповторимым морфологическим обликом (океанические впадины, окраинноморские бассейны, континенты); существенным своеобразием магматических проявлений; спецификой протекающих в них тектонических процессов. В совокупности они составляют главную геотектоническую, или геодинамическую триаду Земли, отражающую направленность ее глубинного развития. Ключевым звеном этой единой эволюционной цепочки является окраинноморская разновидность литосферы - эта своеобразная фабрика по производству новых порций ювенильной континентальной коры.

Упомянутая геотектоническая триада подтверждается и металлогеническими построениями (Сидоров, 1998), в частности существованием в истории развития Земли трех главных эволюционных линий рудообразования (табл).

Древнейшие рудные формации составляют следующие характерные металлогенические линии: эпиконтинентальную (железистые кварциты) и наиболее "консервативную во времени" мантийную (стратиформные кумуляты с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-медно-никелевые скопления в коматиитах). Наиболее разнообразная металлогеническая линия - рифтогенная (колчеданно-полиметаллические залежи, медистые и уран-многометалльные песчаники и сланцы) берет свое начало от зарождения плитотектонических процессов в истории развития Земли.



Рис. Схематический литосферный разрез, показывающий условия образования различных типов золотых месторождений [4] с дополнениями авторов. VHMS - массивные сульфиды в вулканических толщах.

Таблица. Металлогенетические линии и рудноформационные ряды Омолонского кратонного террейна

Рудные формации (базовые, в т.ч. предполагаемые)	Сателлитные рудные формации, (вероятные)	Примеры рудных районов или месторождений
Линия расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов		
Медно-никелевая в расслоенных интрузивах (докембрий)	Медно-порфировые, титано-магнетитовые, (платинOMETАЛЬНЫЕ, золото-теллуридные)	Амфиболиты Коаргычанского выступа
Медно-колчеданная (палеозой, мезозой)	Медно-порфировая, золото-серебряная, (золото-сульфидное)	Таборное, Щельнинское, Ледяное, Дубль
Железистокварцитовая линия		
Железистые кварциты	Скарново-магнетитовая, гематитовая пиритовых сланцев, золото-пиритовая, золото-кварцевая	Верхнеомолонское, Батик, Магнетитовое и др.
Сульфидные (пирит-пирротиновые) вкрапленных руд (палеозой, мезозой)	Золото-пиритовая вкрапленных руд, золото-кварцевая, золото-серебряная (сурьмяная, сурьмяно-ртутная)	Кубака, Ольча, Биркачан, Лабазное, Магнитное, Мышиное, Елочка, Бакчар, Дикое, Выстрел, Мизинец, Сомнительное
Линия раннего рифтогенеза (многометалльная)		
Сульфидные вкрапленных руд карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (палеозой, мезозой), уран-многометалльная	Колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (скарновое, полиметаллическая, золото-сульфидная вкрапленных руд)	Южно-Омолонский рудный район и районы развития кедонского вулканического комплекса и окраин Юкогирского глыбы
Медно-порфировая (поздний мезозой)	Полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (золото-теллуридная), ртутная	Вечернее, Хрустальное и др. Южно-Омолонского района

Однако, выявляющаяся практическая одновременность протекания мантийно-плюмовых и субдукционных процессов, начиная с мезоархея, указывает на их примерную разновозрастность.

С этими базовыми формациями связаны многочисленные сателлитовые (преимущественно жильные) рудные формации, образующие три группы полихронных рудно-формационных рядов [3].

Анализ представлений зарубежных исследователей [4] показывает сходство их взглядов с выше-изложенными. Они, в частности, выделяют два главных типа палеогеодинамических обстановок формирования месторождений: анорогенных или континентально-бассейновых (Fe-оксидные Cu-Au руды типа Олимпик-Дам; осадочно-эксталяционные Pb-Zn и Cu в обломочных толщах), связанных с плюмово-мантийными событиями, ведущими к распаду суперконтинентов, и орогенно-конвергентных окраин, формирующих таковые. В приводимом в этой работе литосферном разрезе, орогенно-конвергентные окраины состоят из двух частей. В одной показана океаническая ситуация с характерным Cu-Au оруденением в массивных сульфидах среди вулканитов и эпитермальными Au-Ag рудами в зарождающихся островных дугах, в другой - изображена типоморфная геодинамическая обстановка современного окраинноморского бассейна (рис. 1).

Принципиальная разница между этими двумя частями литосферного разреза очевидна. Ювенильной океанической коре здесь противопоставлена более сложная по строению - окраинноморская. Последняя, включая отдельные блоки континентальной коры, является местом развития малоглубинных мантийных плюмов, обуславливающих возникновение здесь локальных рифтогенных структур (впадин, трогов) различной степени их раскрытия (иногда вплоть до мантийного субстрата).

По всей вероятности, это существеннейший признак окраинноморской литосферы. Именно такой - типично окраинноморской - и представляется, на наш взгляд, палеотектоническая (палеогеодинамическая) обстановка в мезозоидах Северо-

Востока в позднепалеозойско-мезозойское время, чем и обусловлено богатство этого края, в первую очередь его золотоносность.

Металлогения, таким образом, подтверждает представления о трех главных типах литосферы: двух общепринятых и третьего - окраинноморского, явно недооцененного. Считавшийся промежуточной (или переходной) разновидностью литосферы, последний является определяющим как в тектоническом отношении - рождение новых порций ювенильной континентальной коры, так и в металлогеническом плане - разнообразие и высокий промышленный потенциал рудных проявлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН №2.

Литература

1. Сидоров А.А., Чехов А.Д. О трех главных типах литосферы земли и их металлогенической специализации // Доклады РАН. 2009. Т. 427. №2. С.292-296.
2. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research, 2007. V. 11. P. 7-37.
3. Groves D.J., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al., Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Econ. Geol., 2005. V. 100. P. 203-224.
4. Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д., Алексеев В.Ю. О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-востока России) // Доклады РАН. 2010. Т.430. №4. С. 523-527.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ СПРЕДИНГА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И АРКТИКЕ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

Сим Л.А.^а, Брянцева Г.В.^б

^а Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (sim@ifz.ru)

^б Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва (bryan@geol.msu.ru)

Введение

Влияние процессов спрединга на геологические процессы севера Евразии отмечается в значительном количестве публикаций, в частности, по тектоническому строению и процессам формирования газовых месторождений севера Западно-Сибирской плиты [12, 5 и др.]

Работы по международному проекту по современному [15 и др.] и неотектоническому [6, 9 и др.] напряженному состоянию также указывают на взаимосвязь тектонических напряжений на севере Евразии с процессами в Северной Атлантике и Арктике

За время с 2007 по 2010 г.г. появились новые данные по новейшему напряженному состоянию севера Евразии, основанные на полевых тектонофизических исследованиях на Балтийском щите в пределах Ковдорского и Хибинского девонских ультраосновных щелочных массивов. За этот период также восстановлены неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты, Пай-Хоя, Полярного Урала и Таймыра.

Методы исследования.

Характеристика тектонических напряжений в указанных выше магматических телах на Балтийском щите получена с помощью кинематического метода реконструкции напряженного состояния по векторам перемещений на зеркалах скольжения, разработанного О.И.Гущенко [2], а общие, генерализованные стресс-состояния – по методике, обоснованной в работах [6]. В четвертичных отложениях тектонические напряжения восстановлены по сколовым сопряженным трещинам по методике М.В.

Гзовского. Новейшие структуры и напряженное состояние Полярного Урала охарактеризованы с помощью комплекса полевых и камеральных исследований, а Пай-Хоя, Таймыра и севера Западно-Европейской плиты – с помощью структурно-геоморфологических методов изучения новейших структур [3, 10] и неотектонических сдвиговых напряжений. Двумерный структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых напряжений основан на анализе опережающих (и оперяющих) разрывов в зоне динамического влияния сдвигов (по взаимной ориентировке разлома с системами разрывов оперения) [6].

Результаты.

Балтийский щит. Неотектонические напряжения **Ковдорского массива** восстановлены в 17 однородно нагруженных объемах по всему карьеру рудника Железный, в котором идет добыча апатитовых и железных руд [11]. Несмотря на значительную изменчивость осей главных нормальных напряжений в массиве как в породах, вскрытых в разных бортах карьера, так и в разных крыльях разломов, усложняющих строение массива, определены два разновозрастных общих для всего массива стресс-состояния. Оба определения характеризуются пологой ЗСЗ ориентацией оси сжатия ($98 \angle 15$), а между крутой осью растяжения ($220 \angle 65$) более раннего поля и промежуточной осью ($4 \angle 20$) происходит переиндексация, приведшая к тому, что более молодое поле становится сдвиговым с субмеридиональной пологой осью растяжения. Относительный возраст обоих стресс-состояний определяется по

взаимоотношению сдвиговых и взбросовых перемещений на зеркалах скольжения в тех случаях, когда сохраняются по два перемещения на единой плоскости: по более древним, крупным бороздам (иногда с переориентацией минералов параллельно смещению) фиксируются сдвиговые следы смещений с более тонкой штриховкой, выраженной более отчетливо. На *Хибинском массиве* тектонофизические исследования проведены на трех рудниках – Олений Ручей, Центральный и Коашва. В выделенных 14 однородно нагруженных объема охарактеризованы локальные стресс-состояния с изменчивостью ориентировок осей сжатия и растяжения. При этом на руднике Олений Ручей и Коашва в двух точках восстановлены современные напряжения по трещиноватости, измеренной в водно-ледниковых и озерных четвертичных отложениях. Вне рудников восстановлены локальные стресс-состояния в архейских гранитоидах вблизи г. Мурманска и в эндербитах, вскрытых в борту трассы Мурманск - С.Петербург между пос. Пулозеро и г.Оленегорском. Несмотря на значительный разброс в ориентировках осей локальных стресс-состояний, полученных разными методами и в разновозрастных породах (в том числе вдоль трассы Мурманск-С.-Петербург) восстановлено общее поле напряжений, в значительной мере характеризующей напряженное состояние Хибинского массива (12 определений из 14). Оно сдвиго-взбросового типа с крутой ориентировкой оси растяжения ($342 \angle 60$) и пологой СЗ простирания осью сжатия, погружающейся на ЮВ ($145 \angle 30$). Сравнение результатов реконструкции локальных стресс-состояний в коренных и четвертичных породах ближайших точек на руднике Олений Ручей показали непротиворечивые результаты, что позволяет говорить о неотектоническом и современном возрасте восстановленного общего поля напряжений. В целом

молодое взбросовое поле напряжений Хибинского массива обуславливает его воздымание в новейший этап.

Молодое сдвиговое поле напряжений Ковдорского массива согласуется с общим полем напряжений Центральной Карелии, в пределах которой неотектонический и современный возраст стресс-состояний, восстановленный по бороздам скольжения в архей-протерозойских породах, доказан геохимическим профилированием [6]. Таким образом, ЗСЗ и СЗ простирания субгоризонтальных осей сжатия в массивах Кольского п-ова являются новыми данными, подтверждающими сделанный ранее вывод о влиянии спрединга в Северной Атлантике на напряженное состояние запада Восточно-Европейской платформы [6].

Западно-Европейская (ЗЕП), Русская и Тимано-Печорская (ТПП) плиты.

Неотектонические напряжения по указанным плитам восстановлены структурно-геоморфологическим методом, а также кинематическим методом в зоне сочленения Тимана и Мезенской синеклизы.

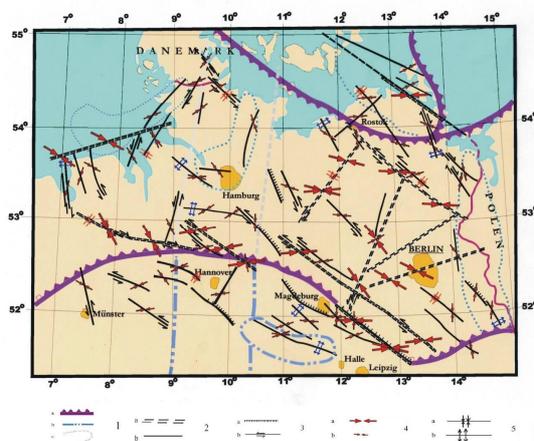


Рис.1. Схема неотектонических напряжений Западно-Европейской плиты.

1 – Границы неотектонических структур а – I, б – II, с – III рангов (по [15]). 2 – Неотектонические разломы: а – I, б – II рангов, выделенные по дешифрированию космических снимков. 3 – Кинематические типы разломов: а – сбросы, б – сдвиги. 5 – Ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости: а – I, б – II рангов. 4 – Геодинамические обстановки формирования разломов: а – сжатия, б – растяжения.

По всем плитам установлены сдвиговые неотектонические напряжения 1 ранга,

при этом для ЗЕП характерно горизонтальное сжатие (рис.1), меняющее ориентировку от широтной до СЗ и субмеридиональное растяжение. Тип ориентации главных нормальных напряжений совпадает с таковыми на Балтийском щите и распространяется до западного склона палеозойской Белорусской антеклизы. На остальной части Русской плиты и ТПП восстановлены меридиональные ориентации осей сжатия 1 ранга и широтные – растяжения. Таким образом, в северной части платформ Европы по ориентировкам осей сжатия и растяжения восстановлены два типа полей напряжений: западный тип с широтной и СЗ и восточный тип – с меридиональной ориентировками осей сжатия [6]. Вдоль границы регионов со взаимно-перпендикулярными осями главных нормальных напряжений выделяется зона неустойчивых напряжений, совпадающая на севере с границей Балтийского щита и Русской плиты; южнее Финского залива граница субмеридиональна и проходит по западному склону палеозойской Белорусской антеклизы (рис.2). Вблизи этой зоны выделяется специфическая область - южное побережье Финского залива, деформирующееся в обстановке растяжения и характеризующееся меняющимися знаками сдвиговых смещений по одним и тем же разломам. Вдоль последних наблюдаются индикаторы перемещений, свидетельствующие о возможности как правосдвиговых, так и левосдвиговых перемещений, т.е. ось сжатия может быть ориентирована как меридионально, так и широтно. В эту зону попадают 2 очага землетрясений с известными механизмами очагов: Осмуссаарское и Калининградское, в одном из которых субгоризонтальное сжатие ориентировано меридионально, в другом – широтно. Оба механизма сдвиговые, таким образом, в зоне, выделенной по тектонофизическим данным, неустойчивы и современные напряжения, а сдвиговый тип неотектонического напряженного

состояния, восстановленный СГ методом, находится в согласии с современным типом. Предположения о совпадении границы смены типов напряжений с зоной ТТ не оправдались; зона неустойчивых напряжений обусловлена глубинным строением земной коры и тепловым потоком [6, 9].

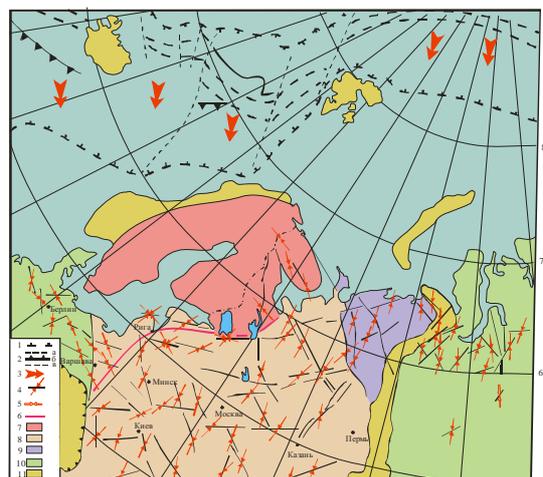


Рис.2. Неотектонические напряжения севера Евразии.

1 – Контуры шельфа. 2 - Океанические структуры а – центральные, б – периферические части срединно-океанических хребтов; в – трансформные разломы. 3 - Ориентация сжатия, обусловленная процессами спрединга. 4,5 - Ориентировки осей сжатия в горизонтальной плоскости: 4 – восстановленные кинематическим и СГ методами, 5 – по сейсмике ЗД (по Гогоненкову и др., 2007). 6 - Граница между западным (СЗ и широтные) и восточным (субмеридиональные) типами ориентировок осей сжатия. 7-11 - Континентальные тектонические структуры: 7 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит; 8 – Русская плита; 9 – Западно-Европейская и Западно-Сибирская плиты; 10 – Тиманиды и Тимано-Печорская плиты; 11 – Разновозрастные складчатые комплексы

Полярный Урал, Пай-Хой, Таймыр.

Новейшие орогенные структуры Полярного Урала изучались как с помощью анализа рельефа [3], так и полевыми исследованиями К.В. Чекмаревым [7].

Тектонофизические исследования во всех перечисленных структурах проведены как кинематическим (гряда Чернышова, массив Рай-Из), так и структурно-геоморфологическим (СГ) методом, позволившим установить

доминирование горизонтального субмеридионального сжатия и субширотного – растяжения. Такое поле напряжений приводит к активизации продольных складчатых разломов северо-восточного простирания на Полярном Урале и Таймыре, и таких же по генезису разломов северо-западного простирания - на Пай-Хое. Новейший возраст восстановленных сдвиговых тектонических напряжений и направления горизонтальных составляющих перемещений по разломам подтверждены полевыми исследованиями на Полярном Урале. Здесь на местах пересечения разнонаправленных сдвигов в секторе локального сжатия в бассейне р. Надаяха в голоценовых водно-ледниковых отложениях К.В. Чекмаревым откартированы мелкие взбросы – структуры сжатия, а в секторе локального растяжения – повышенные мощности тех же отложений, свидетельствующие о частной сбросовой ситуации. Восстановленные горизонтальные меридиональные оси сжатия 1 ранга в орогенных структурах разного простирания можно объяснить наложенным постскладчатым полем напряжений, связанным с началом спрединга в Ледовитом океане. Восстановленные ранее кинематическим методом неотектонические напряжения на Приполярном Урале показали, что в этой части Урала меридиональное горизонтальное сжатие не фиксируется; здесь задокументировано в ядре Ляпинского антиклинория вертикальные оси сжатия, радиально расходящиеся от ядра и выполаживающиеся к периферии структуры; южнее, уже в пределах Северного Урала восстановлены пологие субширотные оси сжатия, ориентированные вкост простирания палеозойских структур [6], т.е. можно говорить, что влияние спрединга в Атлантике на напряженное состояние Уральских структур распространяется лишь до Приполярного Урала.

Западно-Сибирская плита (ЗСП). На севере ЗСП между 64-68 градусами с.ш.

структурно-геоморфологическими методами в масштабе 1:1000 000 выделены новейшие структуры и охарактеризованы кинематические типы разломов с реконструкцией направлений сдвиговых перемещений. Кроме этого, в масштабе 1:100 000 и 1:50 000 проведены тектонофизические исследования на месторождениях углеводородов Ай-Пим, Демьяновка, Кальчинское и Большой Салым. Вся исследованная часть плиты (исключение составляет месторождение Большой Салым) деформируется при горизонтальном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении. Под влиянием рифтогенеза в Арктике сформировались гигантские месторождения газа на севере Западно-Сибирской плиты [5], а также прочие структуры в неогее по всей плите [12]. Сдвиговое поле напряжений на территории ЗСП с меридиональным сжатием подтверждается по сейсмике ЗД [1].

На рис. 2 вынесены крупнейшие разломы севера Евразии, в зонах влияния которых восстановлены ориентации горизонтальных осей сжатия, а также граница распространения субширотных и субмеридиональных осей.

Заключение.

Новые данные по напряженному состоянию, полученные разными методами в различных геотектонических структурах севера Евразии (Балтийском щите, Пай-Хое, Таймыре, Полярном Урале, севере Западно-Сибирской плиты) согласуются со сделанными ранее выводами о влиянии процессов спрединга в Северной Атлантике и в Арктике на формирование неотектонических структур в указанном регионе. Изменение поля напряжений на новейшем этапе на Полярном Урале достоверно фиксируется лишь в молодых четвертичных отложениях, но вероятнее всего оно приближается по возрасту к начавшемуся в эоцене процессу спрединга в Арктике [12, 13], обусловившему субмеридиональное сжатие близлежащих структур.

Литература

1. *Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.
2. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
3. *Костенко Н.П., Брянцева Г.В.* Неотектоника Надым-Газовской синеклизы (Ново-Уренгойской регион) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М-лы XXXIII Тект. сов. 2000. М.: ГЕОС. С. 251–253.
4. *Костенко Н.П., Брянцева Г.В.* Орогенные формы южной части Полярного Урала // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. геол. 2002. С. 9–13.
5. *Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Шоелл М.* Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1999, № 1-2. С. 45–56.
6. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.:Наука. 2000. С.326-350.
7. *Сим Л.А., Чекмарев К.В.* Новейшая разломная тектоника Полярного Урала. // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2006. Т.81. Вып.5. С.51-56.
8. *Сим Л.А., Брянцева Г.В.* Новейшая тектоника и тектонические напряжения Западно-Сибирской плиты // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, м-лы XLI Тектонического совещания, т.2. М.: ГЕОС, 2008, т.2.С.259-263.
9. *Сим Л.А.* Области неустойчивых неотектонических напряжений на Русской плите // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. М-лы 14-й междунар. конф. 27-31 октября 2008, ч.2. Петрозаводск, Ред.-изд.отд. Карельского научного центра. С. 190-193.
10. *Сим Л.А., Брянцева Г.В.* Новейший орогенез Пай-Хоя. // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М-лы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т.2, с.246-250.
11. *Сим Л.А., Ребецкий Ю.Л., Козырев А.А., Жиров Д.В.* Развитие идей П.Н.Кропоткина о широком распространении в земной коре горизонтального сжатия (на примере платформ Северной Евразии). // Дегазация Земли: Геотектоника геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь // М-лы Всероссийской конф. с междунар. участием, посв. 100-летию со дня рожд. П.Н.Кропоткина 18-22 окт. 2010. М.: ГЕОС, 2010. С.504-509.
12. *Сурков В.С.* Особенности формирования Урало-Сибирской молодой платформы в неогее // Геол и геофизика, 2002, Т 43, № 8, С. 754–761.
13. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника М.: 2004. 270 с.
14. *Frischbutter A., Schwab G.* Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Umräumung der Ostsee-Depression: Ein Beitrag zu IGCP-Projekt Nr. 346 "Neogeodynamika Baltica" // Brandenburg. Geowiss.Beitr. 1995. N 2. S.59-68.
15. *Zoback M.L.* First and second order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. 1992. J. Geophys. Res., 97 (B8). Washington. P.p. 11708-11728.

ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ И ЗАРОЖДЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА**Сиротин В.И.**

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(ogg@geol.vsu.ru)

Данные сравнительной планетологии позволяют в настоящее время более детально охарактеризовать самую раннюю (доархейскую) историю Земли (4,56-3,80 млрд. лет), в течение которой произошло образование первичной атмосферы, гидросферы, сиалической земной коры, биосферы и литогенеза; был заложен фундамент дальнейшей эволюции Земли в течение архея, протерозоя и фанерозоя. Они позволяют выделить в доархейской истории Земли четыре этапа [6,8,10,11]:

1-й: 4,56-4,45 млрд. лет – этап ранней горячей Земли. Планеты земного типа сформировались быстро, энергично, набрав свыше 99 % своей массы в течение 50-80 млн. лет [10,11]. Это был этап набора массы внутренними планетами Солнечной системы. Протосолнечная газо-пылевая туманность к моменту начала аккреции была дифференцирована, каждый центр планетообразования имел свою зону питания. К моменту прохождения Солнцем стадии Таури-звезды досолнечная туманность сворачивается в диск и превращается в протосолнечную. Угловой момент диска перераспределяется таким образом, что внутренняя часть диска присоединяется к звезде, а внешняя должна либо рассеяться, либо самоорганизоваться, образуя зародыши планетезималей размером от первых дециметров до первых метров. Именно такие «бульжники» способны выстоять в условиях жесткой фотонной бомбардировки со стороны Солнца. Концепция «умеренно горячей Земли», которая в ходе набора массы испытала дифференциацию «вчерне» с образованием ядра, мантии и первичной земной коры в настоящее время является наиболее приемлемой. Сравнительно-планетологический аспект анализа этой

проблемы приводит планетных геологов к выводу, что Земля в ходе аккреции в течение 50 – 70 млн. лет проходила стадию почти полностью расплавленного тела. В результате излучения тепла её поверхность остывала и покрывалась «коркой» – первичной земной корой, которая постоянно взламывалась под влиянием столкновения с крупными метеоритно-астероидными телами – планетезималями, масса которых могла достигать одной десятой массы Земли (а это масса Марса). Под влиянием таких столкновений верхние слои Земли снова расплавлились. Косое столкновение Земли с крупной планетой на заключительном этапе аккреции явилось причиной образования Луны [6,10,11] (по катастрофическому сценарию, около 4,52 млрд. лет назад).

Таким образом, мы должны допускать, что твердые внутренние планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс) в ходе набора массы были хотя бы однажды расплавленными и в подавляющем своем объеме [6,11], а их составные компоненты (минералы) приобретали возможность отделяться друг от друга в соответствии с температурой их плавления и с их плотностью. «Тяжелые» вещества опускаются внутрь, создавая внутренние ядра, а «легкие» поднимаются к поверхности, создавая «земные» коры. Этот процесс гравитационной дифференциации играет главную роль в ранней истории Земли и других земных планет. В дальнейшем, уже за временными пределами этого этапа, Земля достигла значительно большей внутренней стратификации, разделения на большее количество слоев (чем просто легкая кора, тяжелое ядро и расположенная между ними мантия);

мантия становится самой мощной и массивной геосферой, способной к дальнейшей дифференциации в соответствии с химическими характеристиками составных компонентов.

Для тектонического стиля ранней горячей Земли были характерны «стада» мелких коровых плит, возможно, объединяющихся иногда в единую плиту, плюмовая тектоника, обдукция (торошение плит), сагдукция, тессерообразование, формирование зачатков сиалической коры [6,8,11].

О составе первичной атмосферы можно судить, исходя из вещества газопылевого дискообразного облака, в котором выделяются три группы компонентов [2,3]: 1) газовая водородно-гелиевая компонента, в которую, кроме водорода и гелия, входят Ne, N₂, CO ; 2) ледяная компонента – Л, основные ее составляющие: H₂O, CH₄, NH₃; 3) твердая компонента – Т, в которую входят самородные элементы, железо, никель, сульфиды железа, а также SiO₂, MgO, FeO, Al₂O₃, CaO, которые образовывали (вместе с Fe и Ni) различные силикаты и алюмосиликаты в виде пыли. Две последние группы образовывали пылевой конденсат, в состав которого входили и сложные органические соединения: спирты, кислоты, формальдегиды (всего до сотни органических соединений). Гидросфера в традиционном понимании как жидкая фаза воды на раннем этапе Земли отсутствовала, она существовала в виде пара в составе первичной атмосферы Земли.

2-й: 4,45-4,35 млрд. лет – этап заметно охлажденной, но относительно теплой Земли. Обоснование нижней границы этапа было сделано в результате сравнительного анализа данных по изотопии кислорода по цирконам местечка Джек Хиллс (Западная Австралия) из гранитных пород континентальной коры (возраст 4,404 млрд. лет) и цирконов из однотипных

пород других континентов с возрастом 4,40-2,60 млрд. лет. Он показал постоянство $\delta^{18}\text{O}$ на протяжении всего этого времени, что позволило говорить об однотипности магматических процессов и протолитов и об активном участии в этих процессах воды гидросферы. В результате был сделан вывод о «холодной ранней Земле» с температурой поверхности выше 0°C, но не выше 200°C, что и позволяло значительным объемам выделившейся воды, соизмеримым с объемом современной гидросферы, находиться в жидкой фазе. Для обоснования верхней границы этапа использовались данные о возрасте пород поверхности Луны. Самый древний возраст анортозитов лунных континентов – 4,50 млрд. лет, т.е. он практически совпадает с возрастом Луны. Среди образцов высокогорного реголита (брекчий и ударных расплавов) были обнаружены породы, обогащенные некогерентными элементами (K, REE, P), т.е. они не соответствуют кристаллической структуре лунных минералов (анортиту, пироксену, оливину). Геохимики эту комбинацию элементов назвали «KREEP-ассоциация», а породы, содержащие ее, удивительно постоянны по составу и имеют один и тот же кристаллизационный возраст – 4,35 млрд. лет, что дает основание считать, что они – финальный продукт кристаллизации глобальной магматической системы [2,11] и что они фиксируют завершение образования коры и расслоение Луны на оболочку. Этап характеризовался удалением Луны за пределы Роша [10]. Учитывая значительные энергетические возможности Земли (в сравнении с Луной), можно предполагать, что анортозитам соответствовало образование базальтового и эцлогитового слоя, а лунной KREEP-ассоциации у рубежа 4,35 млрд. лет – разрастание «пятен сиаля» и завершение первичной магматической кристаллизационной дифференциации [6,11], завершение формирования первичной коры.

Наша планета, обладая значительно большей массой и объемом, чем Марс, Меркурий и тем более Луна, разогревала свои недра и поверхность значительно энергичней, чем эти планеты. Чем меньше отношение площади планеты к массе (объему), тем интенсивнее разогревается планета, по этому отношению с Землей может соперничать только Венера. Есть веские основания считать, что на Земле к рубежу 4,45 млрд. лет уже произошла более глубокая, чем на Луне, дифференциация мантии с образованием первичной коры, по составу отвечающей лунной KREEP-ассоциации, но с более высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и кремнезема (до 50 %) и более низким содержанием CaO и MgO , т.е. это были более кислые породы от анортозитобазальтов и андезитов, вплоть до пород, соответствующих ТТГ-ассоциации. По А.А. Маракушеву [4], первичное расслаивание планет привело к образованию богатых железом ядер планет, состав которых отвечает железным метеоритам и палласитам, и силикатным оболочкам планет, представленных ультраосновной мантией, отвечающей по составу ахондритам-уреилитам, и земной корой, которая уже была тоже расслоена и отвечала в нижней части диогенитам, а в верхней - эвкритам; последние по составу почти не отличаются от неморских лунных базальтов с низким содержанием KREEP-компонентов. Образование первичной земной коры происходило одновременно с формированием атмосферы и гидросферы (сначала в виде пара), которые вместе образуют единый гетерофазный чехол [6] – систему наружных оболочек, связанных единством происхождения и постоянным взаимодействием. Спорным и не до конца разрешенным вопросом ранней истории Земли является образование протосиалической оболочки, то есть континентального типа земной коры. Механизм образования может быть понят частично путем выяснения природы «серых гнейсов» и так называемой ТТГ-

ассоциации (тоналит-трондъемит-гранодиоритовой). Д.М. Шоу [7] предлагает модель первичного состава доархейской коры с участием гранитной компоненты. Эту модель можно назвать моделью одновременно-последовательного образования земной коры: одновременного в том смысле, что в коре при кристаллизации сразу появляются островки, участки сиалической коры; последовательного в том смысле, что вся последующая эволюция коры приводит к усилению роли и окончательному становлению коры континентального типа. По данным Р.Гаррелса и Ф.Маккензи [2] первичная атмосфера ранней Земли была очень плотной: при температуре поверхности до 600°C она имела давление паров H_2O около 300 атм. (что следует из массы воды в современных океанах), давление CO_2 - 45 атм (что следует из содержания углекислоты в современных карбонатных породах и в органическом веществе) и давление HCl — 10 атм (исходя из величины содержания хлора в океанах). Временной рубеж этого события автором не определяется, однако по результатам изучения пород поверхности Луны (возраст KREEP-ассоциации) на Земле завершение кристаллизации магматических систем, связанных с образованием ядра, мантии и ее частичным расплавлением и дифференциацией, произошел не позднее 4,35 млрд.лет назад.

Намеченные два этапа в ранней истории Земли заложили индивидуальность планеты. Но только первый этап целесообразно именовать планетным – догеологическим, имея ввиду, что еще не существовало привычное для нас взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов; это был этап набора массы планеты, важнейшей ее характеристики. С конца этого этапа рост массы планеты перестает быть решающим и одновременно происходит "передача эстафеты" собственно земным экзогенным

процессам в связи с выделением основной массы воды из недр планеты. Эту раннюю историю Земли до рубежа 4,35 млрд. лет, включающую ее аккрецию, образование ядра, расплавление мантии и образование первичной коры предлагается называть доархейской эрой [8].

Этап 3-й: 4,35-4,20 млрд. лет. Для этапа характерно двухуровневое перемешивание вещества: с одной стороны, характерно появление «горячих глубинных точек» с подъемом вещества от границы «ядро – мантия»; с другой стороны, появляется мелкочайковая надастеносферная дифференциация с появлением зон спрединга и зачаточных зон субдукции. Произошло формирование вторичной земной коры [6, 10].

4-й: 4,20 – 3,80 млрд. лет - этап интенсивной астероидно-метеоритной бомбардировки; возрастные рамки этапа определены по аналогии с «лунной стратиграфией»: 4,20 млрд. лет – возраст самого древнего ударного бассейна Нектарис; 3,80 млрд. лет – возраст самых молодых ударных бассейнов и кратеров Луны, бассейна Калорис на Меркурии. Бомбардировка осуществлялась уже в условиях сформировавшегося планетарного чехла, включающего атмосферу, значительные объемы гидросферы (океаны), первичную массу осадочных пород, сиалическую оболочку, а, возможно, и зачатки биосферы. Земля – это пока единственная планета, в ранней истории которой сформировались активный плитный тектонизм, океаны, литогенез и жизнь. Есть все основания считать, что все эти важнейшие атрибуты Земли тесно взаимосвязаны в ее истории. Предлагается называть эти два этапа (3-й и 4-й) протоархейской эрой [8].

Эта эра является наиболее «темной», поскольку она очень слабо освещена данными сравнительной планетологии (ни Луна, ни Меркурий, ни Венера её не зафиксировали никак), и только Марс может в значительной степени конкретизировать её, учитывая существование марсианской гидросферы

в доархейское время. Тем не менее можно утверждать, что в течение этого этапа произошло формирование третичной земной коры [6,10], тектонический стиль, который уже мало отличался от современного, это следует из глубокого анализа [9] соотношения субдукционных и мантийно-плюмовых процессов в геодинамике архейских зеленокаменных поясов: формирование архейских бонинитовых серий происходило в режимах интраокеанических зон конвергенции при активном воздействии на субдукционные процессы мантийно-плюмовых производных – океанических плато и горячих точек; условия формирования этих серий на протяжении всего архея мало отличались от фанерозойских [9]. И так данные сравнительной планетологии позволяют прийти к выводу о раннем доархейском зарождении гидросферы и литогенеза, что даёт основание говорить, что земная кора с «самого начала» была осадочно-магматической оболочкой, что находится в соответствии с гениальными предвидениями В. И. Вернадского [1] и идеями А. В. Сидоренко о едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия [5] .

Литература

1. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы и ее окружения. М.: Наука 2001. 376 с.
2. *Гаррелс Р.М.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
3. *Жарков В.Н.* Геофизические исследования планет и спутников. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 102 с.
4. *Маркушев А.А.* Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 204 с.
5. *Сидоренко А.В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // Докл. АН СССР, 1969, Т.186, № 1, с. 166-169.
6. *Сиротин В.И.* Сравнительная планетология: учебное пособие. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2009. 168 с.

7. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI в). М.: Наука, 1994. 190 с.
8. Шоу Д.М. Развитие ранней континентальной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.40-63.
9. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов : автореф. дис....д-ра геол-мин.наук. М., 2006. 64 с.
10. Valley J.W A cool early Earth// Geology, 2002, V .30,pp. 351-354.
11. New the solar System. Cambridge: Cambridge unewersity press, 1999. 421 p.

СТРУКТУРА КРУПНОГО ОПОЛЗНЕВОГО ТЕЛА В ГВИНЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Ситенков Д.В.^а, Заршиков А.А.^б

^а *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

^б *Лукойл Оверсиз Сервис БВ, Москва, Россия*

(ask.dmithry@gmail.com)

Введение

В последние десятилетия нефтегазовые компании активно выходят в зону глубоководных континентальных склонов, где сделаны открытия крупных месторождений углеводородов, приуроченных к турбидитным и авандельтовым отложениям. При этом анализ мировой литературы [1, 2, 3, 4, 6] показывает, что в этой области приходится сталкиваться с серьезной проблемой соотношения генетически различных типов гравитационных образований, в том числе, масштабными оползневыми явлениями. Особенно значительные оползневые явления наблюдаются вблизи магистральных трансформных разломов. Так одно из крупных газовых месторождений Норвегии Ormen Lange, выявленное в последнее время, приурочено к гигантскому оползневому телу Storegga Slide Complex около трансформной окраины [5].

Целью сообщения является описание объемной структурной организации подобного крупного оползневого тела в северной части Гвинейского залива.

Тектоническое положение и геологические особенности района

Оползневая система, описанная в данной работе, находится в зоне сопряжения «нормальной» пассивной окраины атлантического типа с магистральной трансформной зоной Сан-Паулу. Следствием этого является изначально высокоградиентный рельеф синрифтового основания окраины, кроме того, это обеспечивает повышенную тектоническую активность на протяжении всей истории развития. Территория более тысячи квадратных километров охвачена крупномасштабными оползневыми

явлениями, захватывающая практически весь стратиграфический разрез морских отложений пост альбского возраста. Морской разрез представлен гемипилагическими осадками и синхронными им турбидитными отложениями. При этом бассейновые отложения тяготеют к выступам синрифтового основания, горстовым ступеням, турбидиты тяготеют к ложбинам между ними. Тектонические выступы имеют кулисное ЮВ простирание по отношению к береговой линии, крупные турбидитные каналы, главным образом, субмеридиональное простирание. Описание структурной организации оползневого тела стало возможным благодаря различному структурному поведению сейсмических пачек различной компетентности (реологической реакции). Более хрупкие сейсмопачки в составе оползневого тела демонстрируют отчетливую разрывную прирывистость корреляции, в то время как пластичные – гомогенную, непрерывную, прослеживаемость, вместе с дисгармоничным поведением сейсмического поля.

Структура оползневого тела.

В первом приближении тело оползня можно разбить на две принципиально разные зоны: зона декомпрессии и зона компрессионной компенсации.

Зона декомпрессии представляет собой классический пример оползневой структуры. Можно наблюдать классические стенки отрыва и образование коронарной зоны (Crown), плоскостью срыва (Surface of rupture) и множеством сегментов, разделенными листрическими сбросами, которые сходятся на единый

уровень оползневого детачмента, в плане имеют полигональную подковообразную форму. В самих блоках можно наблюдать классические сламп структуры (slump structure), которые реализуются за счет вращения блоков по попутным листрическим поверхностям сбросов. Зачастую при смене реологии пород, структурный стиль меняется, и начинают доминировать множество мелких, осложняющих основные листрические разломы, антитетические разрывные нарушения.

Зона компрессионной компенсации реализована в проксимальной части оползневого тела и представляет собой сочетание хрупко-упругих деформаций в более компетентных пачках и пластических деформации на некоторых стратиграфических уровнях. На них же наблюдается инъекционное перераспределение материала с резкими раздувами мощности. Такое поведение в первую очередь характерно для реологически пластичных пород, а также перетертых пород вблизи поверхности детачмента. Гораздо реже, в зоне представлены встречные по отношению к детачменту взбросовые разрывные нарушения. Так же распространены локальные оползневые явления типа mud flow или debris flow, которые зарождаются и развиваются в верхней части тела оползня.

Зона компенсации оползневой деформации представляет собой сложно устроенную поверхность, тяготеющая к низам морского разреза (сеноман-турон), которая перемещается с уровня на уровень, с характерной геометрией поверхности типа Flat-Ramp, и представляет собой оползневой «детачмент». Здесь можно наблюдать довольно мощную толщу перетертых пород, которые можно рассматривать, как оползневой меланж, мощностью до 100м. По нашим оценкам горизонтальное смещение по детачменту достигает 5-7 км, в то время как вертикальная составляющая до 500м. В зоне коронной зоне оползня горизонтальная амплитуда постипенно

нарастает достигая максимума у основания синрифтового уступа, затем постепенно сокращается в компрессионной части.

Зона компрессионной компенсации имеет исключительную значимость для всей системы, так как деформации и перемещения, возникающие в коронной зоне оползневого тела, компенсируются деформациями течения в зоне компрессионной компенсации.

Литература

1. *Færseth B., Sætersmoen B.* Geometry of a major slump structure in the Storegga slide region offshore western Norway // *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 2008, vol. 88, pp. 1-11
2. *Gee M.J.R., Uy H.S., Warren J., Morley C.K., Lambiase J.J.* The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data // *Marine Geology*, 2007, vol. 246, pp. 9-23
3. *Georgiopoulou A., Wynn B.R., Masson G.D., Frenz M.* Linked turbidite–debrite resulting from recent Sahara Slide headwall reactivation // *Marine and Petroleum Geology*, 2009, vol. 26, pp. 2021-2031
4. *Schwehr K., Driscoll N., Tauxe L.* Origin of continental margin morphology: Submarine-slide or downslope current-controlled bedforms, a rock magnetic approach // *Marine Geology*, 2007, vol. 240, pp. 19-41
5. *Solheim A., Bryn P., Sejrup H. P., Mienert J., Berg K.* Ormen Lange — an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin; executive summary // *Marine and Petroleum Geology*, 2005, vol. 22, pp. 1-9
6. *Wien K., Kolling M., Schulz D.H.* Age models for the Cape Blanc Debris Flow and the Mauritania Slide Complex in the Atlantic Ocean off NW Africa // *Quaternary Science Reviews*, 2007, vol. 26, pp. 2558-2573

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АКТИВНЫХ ОКРАИН И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ)

Скринник Л.И., Рыбин В.М.

ТОО «Институт геологических наук», Алматы, Казахстан

Палеорекострукции показывают, что состав интрузивных и вулканических пород характеризует направление дифференциации расплавов, их последовательность отражает общий тренд эволюции магматических провинций, а петрохимические особенности являются индикаторами геодинамической обстановки формирования [7].

Каждый дифференцированный магматический комплекс представляет собой автономный ряд эволюции базальтового расплава, гомодромную последовательность пород той или иной протяженности. Для вулканических толщ нередки чередования продуктов основных и кремнекислых магм, обусловленные подачей магматического материала из параллельно существующих камер или очаговых зон. В интрузивных комплексах гомодромная последовательность соблюдается более строго, хотя порой наблюдается рекуррентия. Временные ряды чередующихся вулканогенных и интрузивных комплексов отражают характер структурного развития подвижных зон, нередко чередующихся этапов наращивания и разрушения земной коры. Это хорошо видно на примере вулканических и интрузивных образований верхнего палеозоя Джунгарского Алатау, Чу-Илийского района и Северного Тянь-Шаня [2,3,4].

В данном сообщении дано сравнение вертикальных рядов девонских, каменноугольных и пермских вулканогенных и интрузивных комплексов Джунгарского Алатау, - района, объединяющего фронтальные зоны Центрально-Казахстанского и Прибалхашско-Илийского краевых вулканических поясов. Наиболее индикаторными для реконструкций

геодинамических обстановок являются базальты и габбро, хотя особенности состава каждого магматического комплекса присущи и более кислым их породам: андезибазальтам, андезитам, дацитам и их интрузивным аналогам. Риолиты и граниты различаются меньше. Ниже рассмотрены только базиты.

Девонский магматизм Джунгарского Алатау развивался на окраине каледонского массива вдоль его фациальной границы с Джунгаро-Балхашским окраинным бассейном [4]. Продукты магматизма включают чередующиеся вулканические и интрузивные комплексы. Вулканиды раннедевонского (даурумбекская свита) и живетского (ащибулакская свита) возраста формировались в прибрежно-морской обстановке, эйфельские (токсанбайская, ешкиольмеская свиты) и франские (мамбетовская свита) – наземные краснокаменные.

Интрузивные породы девона образуют два комплекса: позднеэйфельского и позднефранского возраста. Массивы первого (буканского) габбро-диорит-гранодиоритового комплекса прорывают морские силурийские и девонские образования и перекрываются морскими живетскими отложениями, что определяет их позднеэйфельский возраст и островодужную природу. Более поздний (жиланды-кусакский) диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс инъицирует наземные вулканиды живетского и франского ярусов и с размывом перекрывается фаменскими красноцветными накоплениями, что устанавливает время его внедрения как позднефранское [5]. Геологические условия формирования соответствуют краевому вулканическому поясу.

Средние составы как вулканических, так и интрузивных пород характеризуются высокими глиноземом и закисным железом, низким магнием и титаном, что типично для активных континентальных окраин. Наряду с этим выявлен инверсионный тренд изменения содержаний магния и кальция снизу вверх по разрезу, отражающий тектонические условия и, вероятно, глубину формирования магматических камер (рис.1) Наиболее

отчетливо эти черты видны в базальтах и габбро, по мере раскисления пород они становятся менее заметными.

От раннего девона к эйфелю в вулканиках наблюдается рост магнезиальности и известковистости базальтов, снижение их щелочности. Максимальных содержаний магний(8,5%) и кальций(8,2%) достигают в позднеэйфельских габброидах бужанского комплекса.

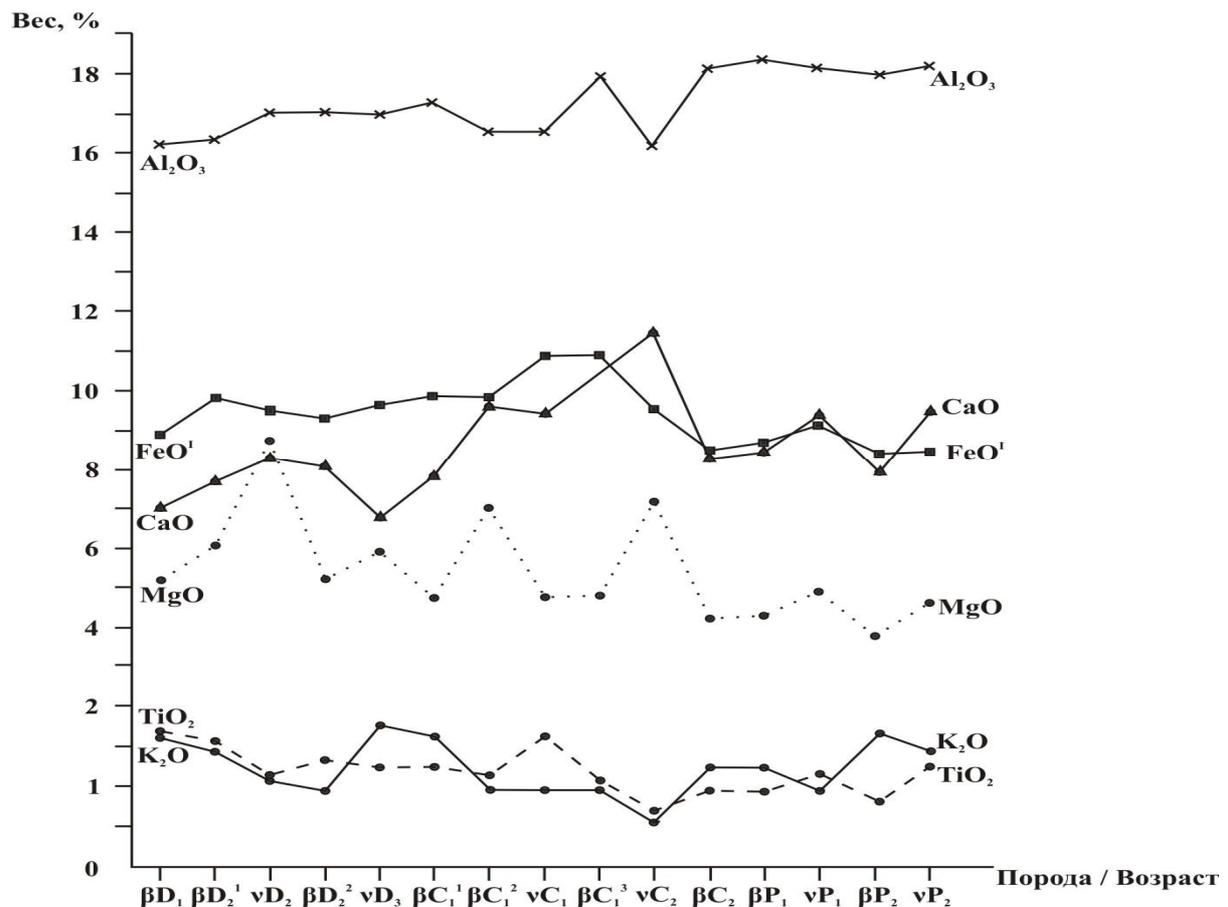


Рис.1. Поведение породообразующих окислов в позднепалеозойских базальтах и габбро Джунгарского Алатау

Далее следуют тектонические движения, перестройка структур района и живетские вулканики в отличие от раннедевонских и эйфельских более лейкократовые, с повышенной суммарной щелочностью и меньшими содержаниями магния и кальция, а следующие за ними габбро позднефранского (жиландыкусакского) комплекса еще более лейкократовые (рис.1,2).

Граница эйфельского и живетского веков явилась точкой инверсии тектонического режима и, соответственно, составов магматических образований. К ней приурочена крупная фаза тектогенеза, приведшая к деструкции структур и трансгрессии морского бассейна в краевую часть вулканического пояса. Вслед за ней произошли излияния живетских базальтов рифтового типа, а затем дацит-риолитовых туфов и игнимбритов франского яруса.

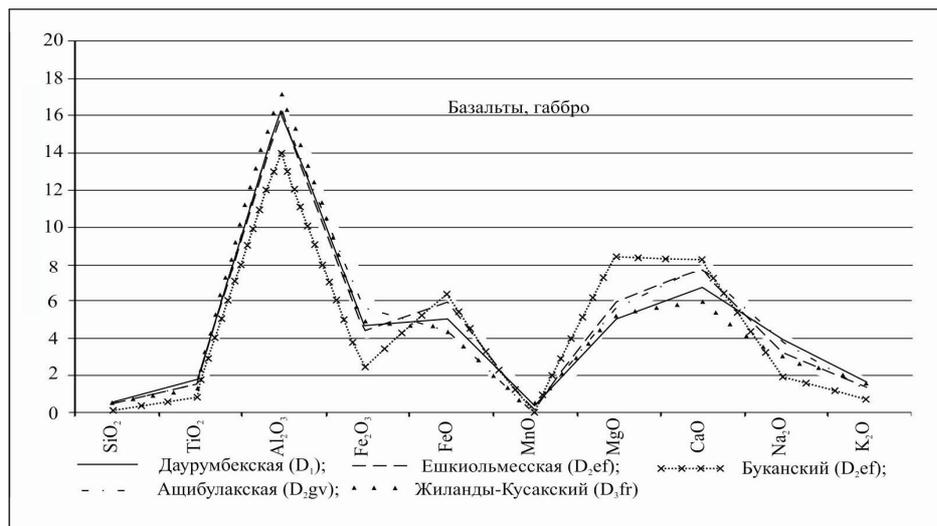


Рис.2. Сравнение средних составов девонских базальтов и габбро Джунгарского Алатау.

Каменноугольный этап магматизма начался на территории рассматриваемого района после складчатости, размыва девонских геологических образований, в том числе массивов позднефранского интрузивного комплекса.

Сравнение базальтов карбона Джунгарского Алатау (жуантобинская, алтынэмельская, дегересская свиты) показывает уменьшение степени окисленности железа и

незначительные вариации содержаний остальных окислов в магматических породах, сформировавшихся как до, так и после внедрения интрузивов алтынэмельского комплекса в начале серпуховского века. Обогащение пород последнего щелочноземельными металлами, вероятно, связано с погружением района и морской трансгрессией [6].

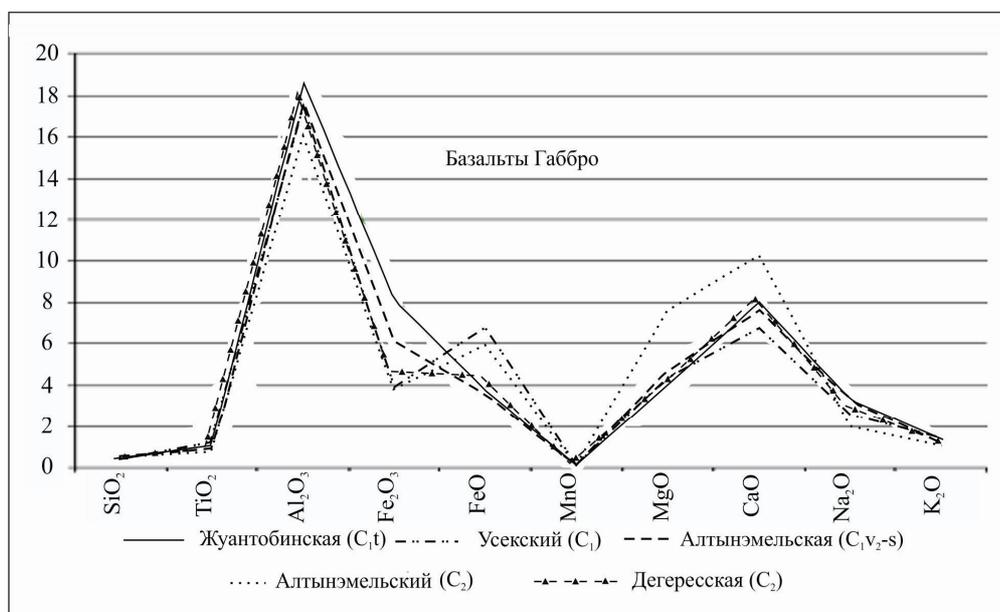


Рис.3. Сравнение средних составов карбоновых базальтов и габбро Джунгарского Алатау

Таким образом, направление эволюции карбонового магматизма района также, как и девонского, не отвечает единому

гомодромному тренду, а увязывается с более сложным геодинамическим развитием района. Общий процесс

сиализации земной коры нарушался деструктивными процессами, вызвавшими трансгрессию Джунгаро-Балхашского морского бассейна в пределы каледонского Джунгаро-Северо-Тянь-Шанского массива в конце раннего карбона. Состав вулканических и интрузивных пород при этом изменился, в них возросло содержание двухвалентного железа, кальция, магния и уменьшилось – щелочей.

Пермский магматизм Джунгарского Алатау объединяет 2 гомодромных ряда наземных вулканитов, разделенных дифференцированными субщелочными габбро-гранодиорит-гранитовым и габбро-монцитит-граносиенитовым

комплексами[1]. Сравнение ранне и позднепермских базальтов показало их сходство и незначительное снижение во времени содержаний кальция. Позднепермский (возможно, раннетриасовый) южно-джунгарский комплекс наиболее близок к раннепермскому катутаускому. Вероятно, в течение пермского периода как вулканические, так и интрузивные образования могли формироваться из одного магматического очага (рис.4). Различие в содержаниях двух и трехвалентного железа обусловлено условиями формирования вулканических и интрузивных пород.

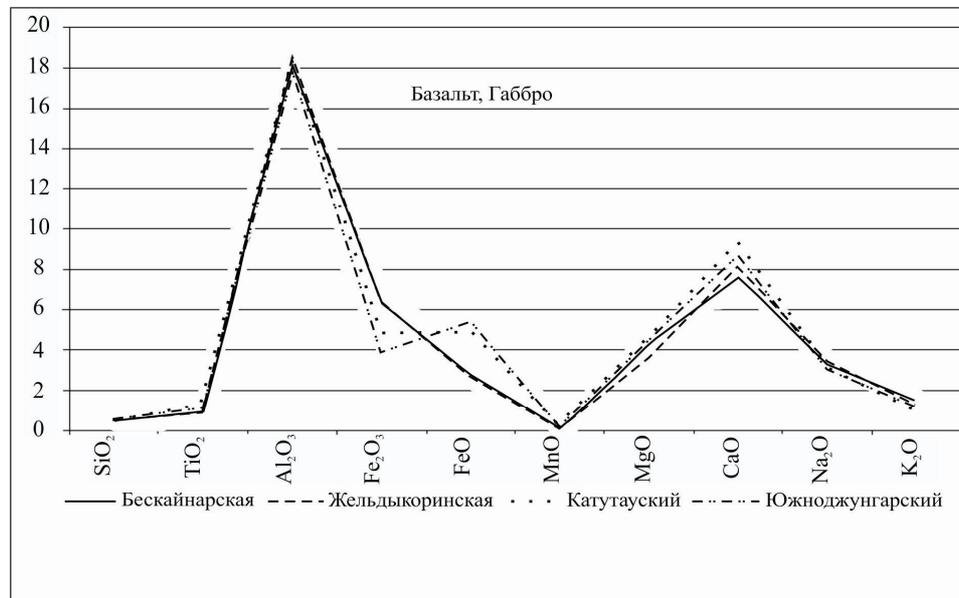


Рис.4. Сравнительная диаграмма составов пермских базальтов и габбро Джунгарского Алатау

Приведенные материалы показывают, что линия развития магматизма в течение отрезка времени, охватывающего девонский, каменноугольный и пермский периоды отвечает сложному пути тектонической эволюции района. В течение девона непрерывное наращивание сиалической коры активной континентальной окраины нарушалось деструктивными процессами в конце эйфельского века, позднее вновь возобладал конструктивный процесс с лейкократовым трендом. В каменноугольную эпоху значительная деструкция района имела место в середине

визе и серпуховском веке, что отразилось в трансгрессии морского бассейна и внедрении более щелочно-земельного комплекса. Во второй половине карбона вновь процесс петрохимической эволюции принял конструктивный характер. В пермский период магматизм района как активной континентальной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна имел лейкократовый тренд развития.

Если рассматривать отдельно линии петрохимической эволюции для вулканического и интрузивного рядов, можно увидеть их однонаправленность, при более резком размахе вариаций состава

интрузивных пород (рис.1). Плавные и менее интенсивные изменения состава вулканитов резко нарушаются при внедрении интрузивных комплексов. Это говорит об автономном развитии вулканизма и интрузивного магматизма, вероятно, имевших обособленные разноточные очаги. Вероятно, чередование конструктивного и деструктивного векторов эволюции магматизма и геодинамики, сменяющих друг друга во времени, имело место не только в девоне и карбоне, но и во все времена, отвечая волнообразным тектоническим движениям в земной коре и мантии планеты.

Литература

1. Геологическое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р. Алматы: АМР РК, 2000. С.267-310.
2. Конников Э. Г., Ермолов П. В., Добрецов Г. Л. Петрология синверсионных габбро-гранитовых серий (Восточный Казахстан). Новосибирск: Наука. 1977. 277с.
3. Скринник Л.И. Петрохимия краевых вулканических поясов Юго-Восточного Казахстана // Геология Казахстана. Матер. Междун. Геол. Конгресса. Алматы, 2008. С.91-101.
4. Скринник Л.И. Интрузивные комплексы-индикаторы геодинамических обстановок (на примере Юго-Восточного Казахстана // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: изд-во СО РАН Филиал «ГЕО». 2003. С. 310-312.
5. Скринник Л.И., Гадеев Р.Р. Петрохимия дифференцированных интрузивных серий Джунгарского Алатау // Матер. симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмазов» - Новосибирск, 2008. С. 89-90.
6. Скринник Л.И. К вопросу о древних островных вулканических дугах // Геология и геофизика, №8, 1969. С.33-40.
7. Фролова Т. И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 275с.

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ: ПО МАТЕРИАЛАМ 5-ОГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО АРХЕЮ

Слабунов А.И.^{а,б}

^аИнститут геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^бПетрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия

(slabunov@krc.karelia.ru)

Введение

Международный симпозиум по архею (IAS) – это пример одного из самых авторитетных в мире научных форумов, на который собираются представители всех ведущих школ, изучающих раннюю историю Земли. Он проводится традиционно один раз в 10 лет в г. Перт, Западная Австралия и 5-9 сентября 2010 года состоялся очередной – пятый симпозиум. В нем приняли участие 270 ученых из всех стран, где изучают докембрий. Место проведения форума весьма символично: западная часть континента Австралия является классической территорией распространения докембрийских образований (архейские кратоны Йилгарн, Пилбара, бассейн Хамерсли), именно здесь, например, найдены древнейшие (4.4 млрд. лет) на планете цирконы, здесь находятся крупные месторождения (например, золота, редких элементов, железа, марганца), связанные с докембрийскими комплексами. В рамках симпозиума проводились научные полевые экскурсии: «Эволюция активных границ плит: супертеррейн западная Пилбара, супербассейн Ди Грей, и бассейны Фортескью, Хамерсли» и «Геология западной части кратона Йилгарн: от хадея до неоархея», которые были организованы Геологической Службой Западной Австралии.

Работа 5-ого IAS была сосредоточена вокруг четырех главных тем, касающихся ранней истории Земли:

1. Формирование планеты, рост земной коры и развитие литосферы;
2. Разнообразие тектонических режимов;
3. Уникальны ли докембрийские минеральные (рудные) системы?;

4. Становление пригодной для жизни планеты.

Опубликованные материалы симпозиума [1] и конспекты докладов – основа данного обзора. В ссылках на материалы указываются номера первых страниц тезисов.

Настоящий симпозиум показал, что наибольший интерес в исследованиях ранней истории Земли проявляется к изотопной геологии, геофизике (глубинное строение, палеомагнетизм), геобиологии, численному моделированию геологических процессов, комплексной интерпретации геологических данных.

Наиболее яркие результаты за последние 10 лет получены при изучении докембрия Канадского и Австралийского щитов.

Российские ученые проигнорировали данный симпозиум. Достижения наших геологов-докембристов часто остаются малоизвестными для коллег в мире. Такие, например, уникальные докембрийские объекты, расположенные в российской части Фенноскандинавского щита, как шунгиты, архейские эклогиты, древнейшая палеопротерозойская каменная соль пока известны лишь узкому кругу специалистов.

Формирование планеты, рост земной коры и развитие литосферы (Тема 1)

Ведущая тема этого раздела связана с древнейшей земной корой. В докладе Д. Вэлли (J. Valley) с соавторами [1, с. 5] была поставлена задача: проанализировать состояние этой проблемы и определить, что мы знаем о земной коре в возрасте древнее 4 млрд. лет. Ключевым объектом для таких исследований – цирконы с конкордантным U-Pb возрастом до 4,4 млрд. лет из 3 млрд. летних осадочных пород Джек Хиллс (Jack Hills) кратона Йилгарн.

Первый вопрос, на который надо ответить, прежде чем делать какие-либо выводы на основании изучения этих цирконов, следующий: сохранили ли они состав, который имели на момент своего формирования 4,4 млрд. лет назад? Дело в том, что в древнейших цирконах обычны домены с нарушенной изотопной U-Pb системой. К счастью, современные прецизионные измерения элементного и изотопного состава цирконов могут обеспечить надежную идентификацию не подверженных поздним изменениям фрагментов и, тем самым, пригодных для изучения условий, в которых они формировались.

Изучение изотопии кислорода в цирконах показало, что $\delta^{18}\text{O}$ в блоках с возрастом более 4,3 млрд. лет имеет значения 4,7-5,7, что соответствует «мантийным» меткам, тогда как в более молодых (4,3-3,8 млрд. лет) $\delta^{18}\text{O} = 4,7-7,4$, что указывает на появление и «коровых» меток. Эти данные можно интерпретировать как показатель того, что после 4,3 млрд. лет на поверхности планеты уже появилась жидкая вода. Таким образом, 4,3-4,4 млрд. лет назад происходит, по-видимому, одно из очень важных геологических событий – появление океанов жидкой воды. Изучение минеральных включений в древнейших цирконах (установлены включения: КППШ, плагиоклаза, кварца, мусковита, биотита, амфибола, апатита, ксенотима, монацита, титаномагнетита, рутила, пирита, алмаза (?)), элементного (сод. R3Э, Ti, Li) и изотопного состава дают основания считать, что они формировались в гранитном расплаве континентальной или субконтинентальной земной коры. Их состав значимо отличается от таковых из пород современной океанической коры, мантийных ксенолитах, лунных образцов. Вместе с тем, существует и альтернативная точка зрения, предполагающая, что формирование этих цирконов происходило в океанической коре, но эта позиция выглядит менее аргументированной (хотя и обращает на себя внимание то, что, например, содержание Ti в древнейших цирконах больше соответствует таковому в основных интрузивных породах). Без ответа

остаются пока вопросы о количестве древнейших гранитов в составе коры, их составе и, конечно же, о геодинамических условиях их формирования. Благодаря исследованию детритовых цирконов мы значительно продвинулись в понимании ранних стадий развития Земли, но, безусловно, знания о составе только цирконов не могут дать полную информацию о строении древнейшей коры.

Поэтому столь интересна находка канадских геологов, о которой от имени авторского коллектива рассказал Д. О'Нейл (J. O'Neil) [1, с. 18]. В северо-восточной части Канадского щита на восточном побережье Гудзонова залива на площади около 10 км² установлены метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования хадея-эоархея. В составе зеленокаменного пояса Нуввуагиттук (Nuvvuagittuq) супракрустальные образования представлены, главным образом, амфиболитами и широкой гаммой (антофиллит-кордиерит)-гранат-биотитовых сланцев, среди которых известны силлы габброидов (¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd изохронный возраст - 4023±110 млн. лет) и ультрамафитов, а также хорошо картируемые прослойки тонкополосчатых железистых кварцитов и кремнистых сланцев. Среди супракрустальных образований выделяется три стратотектонические ассоциации (СТА), каждая из которых характеризуется своеобразием состава: 1) толеитовые базальты, высоко-Ti, с плоским графиком распределения R3Э, силлы ультрамафитов-1; 2) известково-щелочные базальты-андезиты с U-образным графиком распределения R3Э с силлами ультрамафитов-2, 3) – андезиты известково-щелочной серии. Толща толеитовых базальтов отделяется от других СТА толщиной метаосадков. Древнейшая составляющая пояса – это ассоциация низкотитанистых амфиболитов и ультрамафитов-2, возраст которой на основании ¹⁴²Nd/¹⁴⁴Nd – ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd изохроны, оценивается в 4381⁺⁶⁷₋₁₂₃ млн. лет. Среди супракрустальных образований выделяются небольшие тела тоналито-гнейсов, U-Pb возраст магматических цирконов из которых – 3751-

3817 млн. лет. Следует также отметить, что среди кордиерит-антофиллитовых сланцев выделяются разности с низким содержанием СаО, обогащенные ЛРЗЭ, с отрицательной Eu-аномалией, которые интерпретируются как гидротермально измененные в морской воде базиты. Таким образом, этот комплекс можно рассматривать как древнейший (около 4,3 млрд. лет) вулканогенно-осадочный. Он обнаруживает черты сходства с хорошо известными архейскими зеленокаменными комплексами: в его составе обычны и толеитовые метабазальты, сопоставимые с океаническими, и известково-щелочные дифференцированные серии, и толщи железистых кварцитов. Эти материалы хорошо согласуются с данными по детритовым древнейшим цирконам Австралии, в том числе, и в том, что около 4,3 млрд. лет назад существовала гидросфера.

Продолжается изучение и хорошо известного эоархейского зеленокаменного пояса Исуа в Гренландии. В докладе А. Нутмана (A. Nutman), подготовленного совместно с К. Френдом (C. Friend) [1, с. 54], обращается внимание на мантийные ультрамафитовые фрагменты из разреза супрасубдукционных офиолитов, с возраст 3720-3710 млн. лет. Линзы (тектонические пластины) дунитов и сланцев по ним залегают среди островодужных габброидов и базальты с прослоями хемогенных осадков. В оливинах дунитов установлены включения титанистого гумита – минерала, найденного и в фанерозойских мантийных метасоматизированных породах зон субдукции. Таким образом, представленные материалы свидетельствуют о конвергентном механизме взаимодействия литосферных плит уже в эоархее.

В эволюции Земли важную роль играет магнитное поле, т.к. от него зависит защищенность поверхности планеты от космических излучений, сохранность атмосферы. Поэтому столь важно понять, когда заработало геодинамо, создающее его. Прецизионные исследования палеонапряженности магнитного поля по оригинальной методике на южноафриканских материалах

проанализировал Д. Тардуно (J.Tarduno) с соавторами [1, с. 132]. Показано, что 3,2 и 3,45 млрд. лет назад геодинамо уже действовало и создавало поле, интенсивность которого, однако, была меньше современного на 30-50%. Исследователи надеются получить информацию о магнитном поле в палеоархее-хадее, изучая включения в древнейших цирконах. Высказывается рабочая гипотеза, что оно появилось 3,75 млрд. лет назад.

Комплексный анализ моделей роста континентальной коры с использованием данных по изотопии Sr в океанических осадках, оценок площади континентов, уровня океанов и температуры мантии выполнен Н. Фламентом (N. Flament) с коллективом [1, с. 51]. Показано, что для поддержания постоянной (с точностью ± 200 м) средней высоты континентов над уровнем моря необходимо, чтобы температура верхней мантии не превышала современный уровень на 110-210° С. Это означает, что, либо мантия не должна была охлаждаться ниже этой температуры, либо, что уровень континентов был ниже (по мнению авторов, последнее более вероятно).

Оценка площади континентов находящихся выше уровня океана показывает, что в архее суши было менее 12% (против 27,5% сейчас), более того, наиболее вероятно, что эта цифра составляла 2-3%. Уровень океана был выше современного, а рельеф континентов был менее контрастным. Тренд изменения изотопного состава Sr в океанических осадках согласуется с хорошо известной моделью «позднего» (т.е. резкий рост, начиная с 3,0-2,8 млрд. лет) роста континентальной коры, если не принимать во внимание более высокий уровень океанов. Однако, если он был таковым, то приемлемой становится и модель раннего роста континентальной коры.

Разнообразие тектонических режимов (Тема 2)

Много внимания в докладах уделялась оценке геодинамических обстановок в архее

и вопросу о том, когда начался современный плитно-тектонический режим.

М. Браун (M. Brown) [1, с. 176] проанализировал для этого особенности проявления метаморфизма в разновозрастных (архей-фанерозой) поясах и показал возможности применения численного двумерного петролого-термомеханического моделирования (подробно: статья в журнале *Lithos*: Sizova et al., 2010) для тестирования геодинамических моделей. Анализ 140 метаморфических поясов, в которых описаны ассоциации с «пиковыми» значениями по температуре и давлению и оценено время их проявления, позволил выделить три группы комплексов. Первая – это пояса с проявлениями метаморфизма высоких и ультравысоких давлений (НР-УНР), т.е. ассоциаций от лавсонитовых сланцев и эклогитов до коэсит- и алмазсодержащих эклогитов; вторая – с метаморфизмом среднетемпературной эклогитовой – высокотемпературной гранулитовой фаций (Е-НPG), т.е. в них могут сосуществовать эклогиты и гранулиты высоких давлений; третья – с метаморфизмом гранулитовой фации, в том числе высокотемпературным ($T > 900$ С, в области стабильности Sill) – G-УНТ. Среди фанерозойских метаморфических комплексов известны все три группы, хотя G-УНТ (с термальным градиентом 800-1300 гр/кбар) редки. В неoarхее-неопалеопротерозое известны комплексы двух групп: Е-НPG и G-УНТ. В эoarхее-мезoarхее метаморфизм не отличается крайне высокими параметрами по температуре или давлению и отвечает примерно G-УНТ тренду (градиент 800-1000 гр/кбар). Для хадея, на основании состава включений в древнейших цирконах, даются близкие оценки - 1000 гр/кбар.

В фанерозое в аккреционных и с коллизионных орогенах обычны сочетания высоко- и низкоградиентных метаморфических комплексов, которые рассматриваются как проявление дивергентного взаимодействия литосферных плит и такой режим именуется «тектоника литосферных плит современного типа». В протерозое и

неoarхее контрастные по градиенту комплексы устанавливаются, но среди них не описаны УНР, что может означать отсутствие в этот период глубокой субдукции и такой геодинамический режим называется «тектоника литосферных плит протерозойского типа». Данные о метаморфизме в мезо- эoarхее и хадее пока весьма бедны, но предполагается, что именно в мезoarхее произошел переход от протосубдукции (pre-subduction) к субдукции.

Использование численного моделирования субдукции позволило показать, что при температуре верхней мантии выше современной на 250-200 градусов (гр), этот процесс не реализуется, при температуре выше на 160-175 - 200-250 гр он происходит в режиме протосубдукции, современный стиль субдукции устойчив, если указанная температура не выше современной на 160 гр. Эти изменения происходят из-за того, что при увеличении температуры верхней мантии она подплавляется и погружающийся слэб быстро переплавляется, кроме того, не происходит эклогитизация слэба, что замедляет субдукцию. Предполагается, что режим протосубдукции существовал в палео- и эoarхее.

Своеобразным дополнением к предыдущему, является доклад южноафриканских геологов во главе с Г. Стевенсом (G. Stevens) [1, с. 158]. Они установили палеoarхейские (3,23 млрд. лет) высокобарические парагенезы эпидот-амфиболитовой - эклогитовой фаций в юго-западной части всемирно известного зеленокаменного пояса Барбертон. Эти находки позволяют выделить в палеoarхейской эволюции структуры субдукционную и коллизионную стадии.

Существует и иная - экзотическая в настоящее время - точка зрения на геодинамику архея. Д. Бедард (J. Bédard) [1, с. 151] постулируя, что ассоциации ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиритов) не формируются на современных конвергентных границах, и то, что для архея не характерны вулканические андезит-содержащие комплексы и орогены коллизионного типа, делает вывод о

принципиально ином геодинамическом стиле ранней Земли. Более того, на примере блока Минто провинции Сьюпириор Канадского щита [1, с. 40], сложенного преимущественно неархейскими ТТГ и эндербитами показано, что они сформировались за счет переработки более древних ТТГ в короткий промежуток времени в 20 млн. лет. Это, как считает автор, не совместимо с субдукционными процессами и предлагает модель мантийного диапира. Вместе с тем, в докладе Д. Персеваля (J. Percival) [1, с. 145] в котором продемонстрированы достижения по изучению Канадского щита, была предложена плейт-тектоническая модель формирования земной коры провинции Сьюпириор и показано место в этой системе и блока Минто. Последний интерпретируется как активная континентальная окраина.

Б. Уиндли (B. Windley) с соавторами [1, с. 239] на примере анализа мезо- и неархейских комплексов западной Гренландии и СЗ Шотландии, показывают, что наиболее полными их современными аналогами являются образования субдукционных и коллизионных систем.

Как редкую удачу российских ученых воспринял симпозиум информацию [1, с. 212] о находках коровых мезо- и неархейских эклогитов в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Володичев и др., 2004; Щипанский и др., 2005; Слабунов, 2008; Минц и др., 2010). Эти находки, в сочетании с ранее установленными здесь островодужными комплексами, фрагментами офиолитов, метаморфическими комплексами характерными для коллизионных обстановок, делают эту структуру щита одной из ключевых для понимания геодинамики мезо- и неархея.

Уникальны ли докембрийские минеральные (рудные) системы? (Тема 3)

Совершенно очевидно, что месторождения полезных ископаемых являются одним из проявлений глобальных геологических процессов, поэтому, с одной стороны, их поиск требует глубокого всестороннего понимания этих процессов, а

с другой, геология месторождений является одним из индикаторов геодинамических процессов. Доклад Г. Бегга (G. Begg) коллегами [1, с. 253] – это попытка найти ответы на явное противоречие: почему при очевидном сходстве геодинамических процессов Земли начиная по крайней мере с 3,2 млрд. лет, столь мало крупных месторождений с возрастом более 3 млрд. лет. На основании анализа совокупности геофизических, геологических и геохимических данных предполагается, что около 70 % литосферной мантии имеет архейский возраст, при этом данные по изотопной системе Re-Os в сульфидах из мантийных перидотитов уточняют, что время максимальной генерации континентальной литосферы – 3,0-3,5 млрд. лет, о чем более подробно было изложено в докладе Б. Гриффина (W.L. Griffin) с коллегами [1, с. 21], и связано оно с неординарной активностью мантийных плюмов. Быстрое образование значительных объемов континентальной литосферы создало условия для формирования современного стиля взаимодействия литосферных плит, при этом, естественно, существенно возросла сохранность образующихся на границах литосферных плит комплексов, в том числе рудных.

Становление пригодной для жизни планеты (Тема 4)

Становление кислородной атмосферы Земли, которое произошло в период 2,45-2,32 млрд. лет, тесно связывается с жизнедеятельностью цианобактерий. Поэтому большой интерес вызвали доклады Н. Нюффки (N. Noffke) [1, с. 333] и Д. Фланнера (D. Flanner) с соавторами [1, с. 358] о древнейших - мезоархейских (2,9 млрд. лет) и неархейских (2,7 млрд. лет), соответственно, микробных постройках, которые, по-видимому, связаны именно с цианобактериями.

Литература

1. Fifth International Archean Symposium. Abstracts. Eds.: Teyler I.M. & Knox-Robinson C.M. Record 2010/18. Perth: Geological Survey of Western Australia. 2010. 372 p.

ОБРАЗОВАНИЕ И ОХЛАЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Славинский В.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(vvslavin@mail.ru)

Определение охлаждения литосферы архейского кратона за миллиарды лет позволяет сделать выбор между двумя наиболее вероятными механизмами возникновения глубоких корней древнейшей континентальной литосферы: субдукционно-аккреционным и плюмовым. Согласно первому из них, толстая литосферная мантия кратона была образована путём аккреции тонких океанических литосферных плит, погружившихся под его кору неглубоко, но очень круто. По второму механизму она сложена материалом головы мантийного плюма, который сильно истощён несовместимыми элементами в результате экстракции их плюмовыми расплавами и флюидами, сформировавшими первичную континентальную кору. В первом случае литосфера изначально была относительно холодной, а во втором – температура её основания приближалась к температуре солидуса сухого перцолита.

Охлаждение древнейшей континентальной литосферы изучено на примере южноафриканского архейского Каапваальского кратона. Измерены температуры (T) и давления (P) равновесия гранат (Grt) – ортопироксен (Orx) согласно [18] в каапваальских ксенолитах мантийных перидотитов и тех алмазах, где включения граната и ортопироксена не контактируют друг с другом и прочими минералами (т.е. полностью изолированы алмазом-хозяином), но находились в длительном соприкосновении при стабильных T - P условиях (в равновесии) перед кристаллизацией или последней перекристаллизацией алмазов. Две геотермы – одна по неконтактирующим Grt – Orx включениям в алмазах („алмазная“), другая по ксенолитам из кимберлитовой трубки с этими алмазами („ксенолитная“) – позволили оценить охлаждение литосферы

за период со времени кристаллизации (перекристаллизации) алмазов до момента выноса их к поверхности Земли. „Алмазная“ геотерма аппроксимирована уравнением стационарной кондуктивной геотермы со средними теплогенерациями коры (A_C) и литосферной мантии (A_{LM}), рассчитанными по A_C и A_{LM} „ксенолитной“ геотермы путём введения поправок на разность возрастов алмазов и трубки на основе теплогенераций и констант распада изотопов U, Th и K, исходя из современных массовых отношений $K/U = 1.25 \cdot 10^4$ в литосфере и $Th/U = 2.5$ и 5.0 в литосферной мантии и архейской континентальной коре соответственно [11].

Неконтактирующие включения гарцбургитовых граната и ортопироксена в шести алмазах (DP/014, 418, 440, 473, 481 и 486 [14]) из трубок группы Кимберли, находящихся в центральной части Каапваальского кратона, были равновесны перед кристаллизацией этих алмазов в одно и то же время, поскольку T - P параметры равновесия Grt – Orx определяют единственную стационарную кондуктивную геотерму литосферы. Её возраст $t \leq 1.4$ (здесь и далее t – возраст в млрд лет), если A_C этой геотермы рассчитывать по A_C позднемеловой „ксенолитной“ геотермы Кимберли (0.803 мкВт/м^3 , $t = 0.085$) и тепловому потоку через основание литосферы (q_A), называемому астеносферным. Из-за охлаждения подлитосферной мантии он больше q_A , найденного по геотерме Кимберли (12.55 мВт/м^2).

Во времена орогений Хейс ($t = 1.7 - 2.0$) и Намаква–Наталь ($t = 1.0 - 1.2$) субдукция океанической литосферы с запада и юга под литосферу Каапваальского кратона не могла вызвать существенного увеличения A_C и уменьшения глубины основания литосферы

(H_L) в его удалённой от окраин центральной части. Поэтому для расчёта геотерм Кимберли в протерозое, архее и хадее использовались значение A_C в позднем мелу ($t = 0.085$) и обратно пропорциональная зависимость между q_A и H_L , считая, что q_A и H_L изменялись лишь за счёт охлаждения мантии Земли.

Если алмазы с неконтактирующими Grt – Орх включениями кристаллизовались в

начале орогении Намаква–Наталь ($t = 1.2$) и в обстановке стационарного теплового режима, то T - P параметры равновесия таких включений следует аппроксимировать „алмазной“ геотермой Кимберли, q_A и H_L которой (табл. 1) близки к рассчитанным по „ксенолитной“ геотерме каапваальской среднепротерозойской кимберлитовой трубки Премьер ($q_A = 12.7$ мВт/м², $H_L = 260$ км, $t = 1.18$).

Таблица 1. Охлаждение литосферы Каапваальского кратона

Трубки	Возраст, млрд лет	q_S , мВт/м ²	q_A , мВт/м ²	A_C , мкВт/м ³	A_{LM} , мкВт/м ³	H_L , км	T_L , °C
Кимберли	0	43	12.5	0.791	0.010	270	1400
»	1.2	51	13.0	1.009	0.013	260	1460
»	3.0	81	15.1	1.736	0.025	225	1600
»	3.5	96	16.2	2.126	0.032	210	1670
»	4.2	129	18.5	2.957	0.046	185	1800
Коффифонтейн	0	45	11.3	0.920	0.010	235	1220
»	1.0	54	11.9	1.121	0.013	225	1270
»	3.0	89	15.3	2.018	0.025	175	1420
»	3.5	107	17.0	2.472	0.032	155	1490
»	4.2	145	20.6	3.438	0.046	130	1630
Финш	0	40	11.4	0.766	0.010	245	1240
»	1.5	53	13.3	1.051	0.015	210	1290
»	3.0	80	18.2	1.680	0.025	155	1390
»	3.5	96	21.1	2.058	0.032	135	1450
»	4.2	130	27.1	2.862	0.046	105	1560

Примечание: q_S и q_A – поверхностный и астеносферный тепловые потоки соответственно; A_C и A_{LM} – средние теплогенерации коры и литосферной мантии соответственно; H_L и T_L – глубина и температура основания литосферы.

Значения A_{LM} мантии любого состава – от истощённого до примитивного – хорошо приближаются линейной зависимостью от $\exp(at)$ с относительными стандартными отклонениями от 1.2% ($t = 0$) до 0.3% ($t = 4.2$), где $a = 0.62$ (при Th/U = 2.5 – 3.3) и $a =$

0.61 (при Th/U = 3.4 – 5.0). Допущение линейной зависимости q_A от $\exp(0.62t)$ позволило путём экстраполяции по двум значениям q_A ($t = 0.085$ и 1.2) определить q_A и H_L до $t = 4.2$ (табл. 1), когда в целом завершились дифференциация мантии

Земли и образование континентальной литосферы с первичной корой [7]. Тогда температура основания континентальной литосферы (T_L) была равна температуре солидуса (T_S) безводного лерцолита KLB-1 [8, 21], а поверхностный тепловой поток (q_s) соответствовал оцененному для континентальной литосферы с помощью численного моделирования мантийной конвекции ($q_s = 120 - 130 \text{ мВт/м}^2$, $t = 4.2$) [4].

Конвективная мантия охлаждалась медленнее вышележащей континентальной литосферы: на $200 - 300 \text{ }^\circ\text{C}$ [3], $\sim 340 \text{ }^\circ\text{C}$ [4] за 4 млрд лет и $\sim 150 \text{ }^\circ\text{C}$ с архея [19] по результатам моделирования. Согласно составам MORB из зеленокаменного пояса Исуа, Гренландия, температура мантии с начала архея уменьшилась на $\sim 150 \text{ }^\circ\text{C}$ [9].

Охлаждение литосферы Каапваальского кратона в $\sim 100 \text{ км}$ от его южной окраины определено по неконтактирующим включениям лерцолитовых граната и ортопироксена в четырёх алмазах (K/2, 9, 46 и 47 [16]) из позднемеловой кимберлитовой трубки Коффифонтейн. На основании их термобарометрии возраст „алмазной“ геотермы $t < 1.2$. Эта геотерма отнесена к концу орогении Намаква–Наталь ($t = 1.0$), когда кристаллизовались алмазы из трубки Коффифонтейн, содержащие эклогитовые сульфидные включения, Re–Os изохронный возраст которых $t = \sim 1.0 \pm \sim 0.04$ [12], 1.05 ± 0.12 [13]. Более древние геотермы (табл. 1) рассчитаны так же, как в случае Кимберли. Получено, что и в районе Коффифонтейн $T_L = T_S$ ($t = 4.2$).

Раннемеловая кимберлитовая трубка Финш находится недалеко от западной границы Каапваальского кратона, вблизи фронта надвига коры пояса Хейс на кору кратона с большой горизонтальной амплитудой. При условии $T_L = T_S$ ($t = 4.2$) определено время кристаллизации ($t = 1.5$) её алмаза F41 с неконтактирующими включениями гарцбургитовых граната и ортопироксена [6]. Оно близко к Sm–Nd изохронному возрасту ($t = 1.58 \pm 0.05$ [15]) и Sm–Nd модельным возрастам ($t = 1.44 \pm 0.17$ и 1.66 ± 0.08 [20]) включений

соответственно эклогитовых граната и клинопироксена и только граната в алмазах из трубки Финш, а также к пику ($t \approx 1.55$) на кривой интегральной вероятности Re–Os модельных возрастов T_{MA} сульфидов в перидотитовых ксенолитах трубок Кимберли и Финш [5]. Кора подобного возраста ($t \approx 1.57$) обнаружена в террейне Какамас сектора Намаква пояса Намаква–Наталь, неподалёку от пояса Хейс и к западу от трубки Финш [2].

Таким образом, алмазы с включениями минералов перидотитового и эклогитового парагенезисов кристаллизовались (перекристаллизовались) во время самой молодой складчатости у границ архейского кратона благодаря флюидам из субдуцированной океанической литосферы. С увеличением глубины её погружения в субдукционных флюидах быстро возрастает отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ в связи с большей устойчивостью к распаду карбонатных, чем водных минералов, при повышенных температурах и давлениях. Углекислый состав таких флюидов благоприятствует алмазообразованию.

Согласно параметрам геотерм литосферы (табл. 1), температура основания коры Кимберли была равна 785, 865 и 995 $^\circ\text{C}$ при $t = 3.5$, 3.8 и 4.2 соответственно. Температуры $>800 \text{ }^\circ\text{C}$ достаточны для плавления нижней коры, а следовательно, нестабильности верхней коры. При значениях A_C и H_L , близких к полученным для Кимберли, древнейшая стабильная кора Каапваальского кратона должна иметь возраст $3.5 < t < 3.8$ млрд лет. Такая кора ($t = 3.644$ [1]) представлена тоналитовыми гнейсами Нгване, Свазиленд.

Дегидратация мантии и невысокие температуры поверхности Земли вскоре после возникновения континентальной литосферы предполагают столь же раннее, как образование литосферы с континентальной корой ($t \geq \sim 4.2$), возникновение гидросферы, подтверждаемое изотопией O, Hf и Li и химическим составом самых древних ($t = 4.0 - 4.4$) обломочных цирконов из Джек-Хиллс, кратон Йилгарн, Австралия [7], а

также анализами обломочных цирконов ($t = 4.2$) из гнейсового комплекса Акаста, кратон Слейв, Канада. Древнейшая океаническая кора ($t = 3.82$) найдена в поясе Исуа. Включения микроалмазов в цирконах ($t = 3.06 - 4.25$) из Джек-Хиллс, подобных алмазам из метаморфических пород ультравысоких давлений, указывают на очень раннее существование довольно мощной континентальной литосферы [10] и достаточно глубокое погружение её коры при континентальной коллизии.

Литосфера Каапваальского кратона образовалась из материала головы мантийного плюма, поскольку в начале её существования $T_L = T_S$ сухого лерцолита. В районе Кимберли литосфера сформирована центральной частью головы плюма, а районах Коффифонтейн и Финш с меньшими, чем в Кимберли, значениями H_L и T_L (табл. 1) – её более холодными периферийными областями. При охлаждении тонкая литосфера утолщается быстрее толстой (табл. 1), поэтому со временем контрасты мощностей литосферы между центром архейского кратона и его окраинами уменьшаются.

Образованию всей древнейшей континентальной литосферы по второму (плюмовому) механизму множеством мантийных плюмов (их количество намного превышает число сохранившихся до настоящего времени архейских кратонов) не противоречит присутствие в кимберлитах архейских кратонов ксенолитов гарцбургитов с высокохромистыми ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 6$ мас. %) и низкокальциевыми ($\text{CaO} \leq 4$ мас. %) гранатами из-за их весьма подчинённого значения. Например, в трубках группы Кимберли ксенолиты таких гарцбургитов составляют лишь ~1.7 об. % всех ксенолитов и ~4.2 об. % гранатсодержащих ксенолитов [17]. Их протолитом являлись гарцбургиты с высокохромистыми шпинелями последней погружившейся океанической литосферы, которая была зажата, раздроблена и растащена столкнувшимися ($t = 2.9$) блоками Кимберли (Западным) и Витватерсранд (Восточным) Каапваальского кратона.

Литература

1. *Compston W., Kröner A.* Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, V. 87, №1-2, pp.13-28.
2. *Cornell D.H., Pettersson Å.* Ion probe zircon dating of metasediments from the Areachap and Kakamas Terranes, Namaqua-Natal Province and the stratigraphic integrity of the Areachap Group // *S. Afr. J. Geol.*, 2007, V. 110, №4, pp.575-584.
3. *Davies G.F.* Cooling the core and mantle by plume and plate flows // *Geophys. J. Int.*, 1993, V. 115, №1, P.132-146.
4. *De Smet J., Van den Berg A.P., Vlaar N.J.* Early formation and long-term stability of continents resulting from decompression melting in a convecting mantle // *Tectonophysics*, 2000, V. 322, №1-2, pp.19-33.
5. *Griffin W.L., Graham S., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Lithosphere evolution beneath the Kaapvaal Craton: Re-Os systematics of sulfides in mantle-derived peridotites // *Chem. Geol.*, 2004, V. 208, №1-4, pp.89-118.
6. *Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S.* Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe // *Proc. 2nd Int. Kimb. Conf. Wash., D.C., AGU*, 1979, V. 1, pp.1-15.
7. *Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M.* Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu-Hf, $\delta^{18}\text{O}$, and Ti thermometry results for Hadean zircons // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, V. 268, №3-4, pp.476-486.
8. *Herzberg C., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.*, 1996, V. 101, №B4, pp.8271-8295.
9. *Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Yurimoto H., Nohda S.* Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle // *The Island Arc*, 2004, V. 13, №1, pp.47-72.
10. *Menneken M., Nemchin A.A., Geisler T., Pidgeon R.T., Wilde S.A.* Oldest terrestrial diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia // *17th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts*, 2007, p.A652.
11. *Paul D., White W.M., Turcotte D.L.* Constraints on the $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio (κ) of the continental crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, V.

- 4, №12, pp.1-17.
12. *Pearson D.G., Harris J.W.* Age constraints for diamonds from Koffiefontein mine, S. Africa, a Re-Os isotope and N-aggregation study // 14th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts, 2004, N 1315 (5.7.21).
13. *Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, V. 160, №3-4, pp.311-326.
14. *Phillips D., Harris J.W., Viljoen K.S.* Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // *Lithos*, 2004, V. 77, №1-4, pp.155-179.
15. *Richardson S.H., Erlank A.J., Harris J.W., Hart S.R.* Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites // *Nature*, 1990, V. 346, №6279, pp.54-56.
16. *Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., Cardoso P.* Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein Mine // *Proc. 4th Int. Kimb. Conf. Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. №14.* 1989, V. 2, pp.1054-1062.
17. *Schulze D.J.* Low-Ca garnet harzburgites from Kimberley, South Africa: abundance and bearing on the structure and evolution of the lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 1995, V. 100, №B7, pp.12513-12526.
18. *Slavinskiy V.* Thermobarometry of xenoliths from deep-seated rocks // *Int. Geol. Rev.*, 1993, V. 35, №1, P.48-58.
19. *Sleep N.H.* Survival of Archean cratonic lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 2003, V. 108, №B6, pp.ETG 8/1-8/29.
20. *Smith C.B., Gurney J.J., Harris J.W., Otter M.L., Kirkley M.B., Jagoutz E.* Neodymium and strontium isotope systematics of eclogite and websterite paragenesis inclusions from single diamonds, Finsch and Kimberley Pool, RSA // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, V. 55, №9, pp.2579-2590.
21. *Takahashi E., Shimazaki T., Tsuzaki Y., Yoshida H.* Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.* 1993, V. 342, №1663, pp.105-120.

КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Смирнов В.Н.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан
(smirnov@neisri.ru)*

Исследована территория, примыкающая к северному побережью Охотского моря от р. Урак на западе до р. Парень на востоке. Ее протяженность около 1000 км, ширина от 150 до 400 км. Она охватывает в основном горные сооружения охотского склона водораздела между реками Охотоморского бассейна и верховьями рек Индигиро-Колымского бассейна. Кайнозойская структура этой территории формировалась на тектоническом основании, представленном зоной сложного сочленения Верхоянской и Удско-Мургальской складчато-орогенных систем и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [2]. В морфоструктурном плане территория Северного Приохотья принадлежит Тауйско-Тайгоносской и частично Охотско-Чукотской областям кайнозойского орогенеза [9]. Важнейшими кайнозойскими структурами здесь являются межгорные впадины, различные формы проявления вулканизма, а также крупные неотектонические разломы, среди которых многие обнаруживают признаки активности в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Характерным геодинамическим режимом кайнозоя на территории Северного Приохотья является окраинноконтинентальный рифтогенез в эоцене и миоцене [7, 9]. Рифтогенные впадины эоценового заложения локализованы на трех участках: на юго-западе это Охото-Кухтуйская впадина и Тауйско-Ямская система впадин, на северо-востоке – Гижигинско-Тайгоносская система впадин. Они обладают одинаковыми как периодом развития, так и проявлениями синхронного вулканизма основного состава. В структурном отношении их объединяет система рифтогенных впадин на шельфе Охотского

моря, установленная по геофизическим данным [4].

Впадины Тауйско-Ямской системы и Охото-Кухтуйская впадина сложены толщами терригенных осадков эоцен-миоценового возраста мощностью до 2000 м. В основании их залегают вулканогенно-осадочные толщи (туфы, туфобрекчии, туфоалевролиты) мощностью до 100 м. На северо-западном ограничении Охото-Кухтуйской впадины установлены базальтовые покровы позднеэоценового возраста (34 млн. лет по K/Ar) [3].

Гижигинско-Тайгоносская система состоит из крупной Гижигинской впадины, простирающейся к северо-востоку от одноименной морской губы более чем на 100 км, и меньших по размерам впадин в северо-западной части полуострова Тайгонос. Начало формирования Гижигинско-Тайгоносской системы впадин также относится к эоцену. В бассейне рр. Чайбуха, Авекова, Колымак впадины выполнены толщей грубо переслаивающихся слабо диагенезированных полимиктовых и вулканомиктовых конгломератов и песчаников с прослоями аргиллитов, алевролитов, песков, глин, лигнитов и бурого угля (авековская свита). Мощность свиты по разным оценкам колеблется от 200-400 м до 1440 м. Свита залегает на базальтах кытыймского комплекса эоценового возраста. По данным геологического картирования, обширные поля развития этого комплекса распространены в районе Гижигинской впадины, а также в северо-западной части полуострова Тайгонос. Комплекс представлен оливинowymi, пироксеновыми, анальцимовыми базальтами, их агломератовыми туфами, в нижней и средней частях разреза присутствуют линзы

слабо диагенезированных песчаников, глин, суглинков, лигнитов, конгломератов и гравелитов. Его мощность колеблется от 70 до 800 м. Возраст базальтов по K/Ar 36-42 млн. лет [7].

В миоценовый этап рифтогенеза продолжали прогибаться впадины, возникшие в эоцене, а также образовались новые в пределах Тауйско-Ямской и Гижигинско-Тайгоносской систем. Они распространены к югу и северу от эоценовых и в промежутках между ними, что отражает, по-видимому, продолжавшийся режим регионального растяжения.

Одновременно вблизи осевой линии Охотско-Колымского водораздела возник ряд новых межгорных впадин, наиболее крупные из которых - Верхне-Купкинская, Няркинская, Верхне-Сугойская, Наяханская. Отмеченные впадины выполнены аллювиальными и озерными угленосными отложениями мощностью до 300 м. Они контролируются Ланково-Омолонской зоной разломов, которая представляет собой возникшую в миоцене систему протяженных и глубоких правосторонних сбросо-сдвигов [6, 10]. У северо-восточной границы Верхне-Купкинской впадины к этой зоне приурочены проявления щелочно-базитового комплекса: покровы лав нефелин-лейцитовых тефритов и субвулканические тела оливиновых меланефелинитов, которые имеют возраст по K/Ar 10,7-13,2 млн. лет [1].

На территории Сев. Приохотья установлены крупные, протяженностью в десятки и сотни километров разломы, которые ограничивают блоки земной коры с разной амплитудой вертикальных и горизонтальных движений и контролируют размещение вулканических структур. Выделяются разломы северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания, среди которых имеют место сбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. По отношению к структурам тектонического основания они интерпретируются как унаследованные (возрожденные) и новообразованные (наложенные) [9, 11]. Многие из них

обладают геологическими, геоморфологическими и сейсмологическими признаками активности: они пересекают позднеэоценовые морены, террасы, смещают русла; к ним приурочены мощные оползневые и осыпные шлейфы, эпицентры землетрясений и палеосейсмодислокации. Для разломов различных простираний свойственно тяготение к определенным кайнозойским структурам.

В западной части территории, ограниченной с востока рр. Иня, Нилгысыг, а с запада - рр. Кетанда, Американ, плановый рисунок сети разломов резко отличен от других районов Северного Приохотья [11]. Здесь преобладают субмеридиональные направления главных разрывных структур, в равной степени осложненные локальными северо-восточными и северо-западными разломами. Ширина полосы распространения субмеридиональных разрывных структур около 200 км. Она прослеживается от побережья Охотского моря до хр. Сунтар-Хаята. С этими разломами связано большое число мелких приразломных впадин, конфигурация которых указывает на левостороннюю кинематику разломов [5]. Отмеченные кайнозойские разрывные структуры являются следствием активизации на неотектоническом этапе древних разломов субмеридионального и северо-западного простираний, имеющих первостепенное значение в геологическом строении Охотского массива [9, 11].

В области Охотско-Колымского водораздела к востоку от р. Иня главную роль в кайнозойской структуре также играют возрожденные разломы мезозойского северо-западного простирания, представленные здесь своими юго-восточными флангами. Это разломы Улахац Умарский, Чай-Юрьинский и другие, которые на этой территории состоят из серий кулисообразно расположенных разрывов, ясно выраженных в рельефе и разделяющих разные по высоте неотектонические блоки. С ними связано большое число межгорных впадин,

занимающих различную позицию в структуре рельефа и выполненных разными по возрасту осадками. По кинематическим характеристикам среди них выделяются левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги [5, 9]

В структуре Тауйско-Тайгоносской зоны главную роль играют разломы широтной и северо-восточной ориентировки, в связи с которыми сформировались Тауйско-Ямская и Гижигинско-Тайгоносская системы кайнозойских впадин. Система широтных разломов включает в себя несколько субпараллельных разрывных нарушений, крупнейшими из которых являются возрожденные элементы Челомджа-Ямского разлома. Он ограничивает с севера Тауйско-Ямскую систему межгорных впадин. Расположенный севернее Иня-Ямский широтный разлом простирается от Ини до среднего течения р. Ямы на расстояние около 400 км. Он состоит из отдельных кулис протяженностью в десятки км [9, 11]. С ним связано большое число оперяющих разломов северо-восточного простирания и небольших приразломных впадин, заполненных четвертичными отложениями. По соотношениям с геологическими структурами основания этот крупный разлом является новообразованным, а судя по его выраженности в рельефе земной поверхности, он, скорее всего, имеет плиоцен-четвертичный возраст.

На северо-востоке территории по данным дешифрирования космоснимков и геологического картирования выделен Верхне-Гижигинский разлом широтного простирания, ограничивающий с севера Гижигинскую впадину [6].

Среди разломов северо-восточного простирания наиболее крупным является Ланково-Омолонский, протягивающийся вдоль Охотско-Колымского водораздела от Тауйской губы до верхнего течения р. Омолон. Его значение для понимания кайнозойской геодинамики Северного Приохотья достаточно велико, поскольку он, как упомянуто выше, контролирует размещение миоценовых межгорных впадин и проявлений щелочнобазитового вулканизма и, кроме того, отсекает

проникающие в Северное Приохотье с северо-запада активизированные элементы системы разломов хр. Черского [9]. Важное значение имеют разломы северо-восточного простирания в Гижигинско-Тайгоносской зоне. Крупнейшие из них - Тайнынотский и Южно-Тайгоносский являются выкоамплитудными сбросами, которыми ограничен с северо-запада и юго-востока Тайгоносский горный массив [6].

Активными разломами широтного и северо-восточного простирания образована береговая линия Охотского моря. В береговой зоне широко развиты обрывистые сбросовые берега. Как правило, они имеют дугообразную в плане форму, характерную для наклонных листрических сбросов. Об их современной активности свидетельствует развитие скальных оползней и тектонических отторженцев, а также соотношения с верхнеплейстоценовой морфоскульптурой побережья [8].

Литература

1. Акинин В.В., Ант Ю.Е. Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России. - В кн.: Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. - 1997. С 155-174.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000). М.: - ИЛ РАН - 1992. - 54 с.
3. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и объяснительная записка к ней. Часть I. - Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
4. Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии (сравнительный нефтегеологический анализ). М.: Наука. - 1985. 198 с.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. - Якутск. - 1990. - 140 с.
6. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5000000. Главный

- редактор А.Ф.Грачев М.: АООТ «Зарубежгеология». 1997.
7. *Корольков В.Г.* Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-56 – Магадан; Р-56,57 – Сеймчан. Объяснительная записка. СПб. 1992. 112 с.
 8. Пахомов А.Ю., Смирнов В.Н. Скальные оползни в горах Примагаданья // Геоморфология 2002, №3. С. 95-109.
 9. *Смирнов В.Н.* Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии (автореферат дисс. доктора географ. наук). - М.: МГУ. 1995. 41 с.
 10. *Смирнов В.Н.* Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН 1996. С. 135-147.
 11. *Смирнов В.Н., Левашова С.В.* Особенности морфоструктуры и неотектоники Приохотья по данным дешифрирования космических снимков // Четвертичный период Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1987. С. 96-109.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО И ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНОВ.

Соболев Н.Н., Нелюбин В.В.

ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия (Nikolay.Sobolev@vsegei.ru)

Особенности седиментационных процессов на западе ЕХРП. Разрез осадочного чехла на западе ЕХРП отчетливо подразделяется на два структурно-вещественных мегакомплекса: палеозойско-триасовый и юрско-меловой, разделенные структурным несогласием. Это несогласие отчетливо выражено на севере (Южно-Таймырская мегамоноклиналь) и юге (Мессояхско-Малохетская гряда) ЕХРП и менее проявлено в Центрально-Таймырском мегапрогибе. Нижний палеозойско-триасовый мегакомплекс в свою очередь подразделяется на два комплекса: кембрийско (вендско?) – нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-триасовый. В составе первого комплекса преобладают мелководно-морские преимущественно карбонатные отложения; в составе второго доминируют прибрежно-морские и континентальные терригенные отложения. Для пермской части разреза характерны угленосные формации, а для пограничных пермско-триасовых отложений проявления вулканической деятельности.

Особенности осадконакопления в палеозое - триасе. При оценке перспектив нефтегазоносности западных районов ЕХРП важным является вопрос о строении нижних (доюрских) горизонтов осадочного чехла. Этот вопрос слабо освещен в предшествующих исследованиях, что в первую очередь объясняется недостатком фактического материала. Между тем от его решения во многом зависит достоверность прогноза масштабов нефтегазоаккумуляции и фазового состава залежей в регионе.

В пределах Южно-Таймырской мегамоноклинали дислоцированная толща палеозойских-триасовых отложений по сейсмическим данным подразделяется на три сейсмостратиграфических комплекса

(профиль Диксон – оз. Хантайское), которые соответствуют трем этапам тектонического развития региона: нижне-среднепалеозойскому, верхнепалеозойскому и пермо-триасовому. Толщина палеозойских сейсмокомплексов уменьшается от 11-13 км на Таймырском выступе до 6.5 км на Пуринской моноклинали. Порядок толщин палеозоя, который прогнозируется для Южно-Таймырской мегамоноклинали по сейсмическим данным, значительно отличается от толщин палеозоя в пределах Северотаймырского геоблока и хорошо соотносится с оценкой толщин палеозоя для Быррангского геоблока Таймырской складчатой системы. По аналогии с последней, можно прогнозировать следующий разрез палеозоя:

Нижне-среднепалеозойский комплекс представлен преимущественно морскими карбонатными отложениями, содержащими в пределах Таймырского выступа пачки черносланцевых пород обогащенных ОВ. Уровни черносланцевой седиментации прогнозируются для позднего девона и раннего карбона и соответствуют периодам активизации тектонических движений в регионе. По аналогии с Быррангским районом Таймыра толщину черносланцевых отложений позднего девона и раннего карбона можно оценить в 300 м при содержании С орг в отдельных пачках до 5%. Для позднего силура-нижнего девона прогнозируются пачки и толщи битуминозных кавернозных доломитов толщиной от 100 до 1000 м, которые имеют региональное распространение на севере Таймыра, а для нижнего-среднего девона - органогенные постройки.

Позднепалеозойский (С2-Р2) комплекс представлен преимущественно терригенными прибрежно-морскими и

континентальными, в том числе угленосными формациями. В основании этого комплекса залегают морские темноцветные преимущественно аргиллитовые отложения позднего карбона - ранней перми (нижняя часть турузовской свиты).

Триасовые отложения, вскрытые скважинами на Хабейской и Гольчихинской площадях, представлены преимущественно осадочными породами: аргиллитами, окрашенными в разнообразные цвета, алевролитами и песчаниками, реже туффитами и туфами, брекчиями, с единичными покровами базальтов и толщиной не менее 1500м.

В пределах Мессояхско-Малохетской гряды палеозойские отложения глубоким бурением вскрыты на Точинском поднятии Малохетского мегавала (скв. Р-11, инт.570-2002м). Они представлены дислоцированными мелководно-морскими карбонатными отложениями, преимущественно вторичными доломитами. Нижняя часть разреза (инт.1143-2002м) отнесена к кембрию-ордовики, из средней части толщи (инт.1038.6м) определены раннесилурийские кораллы. Предполагается, что подобный тип разреза нижнего палеозоя характерен в целом для левобережья Енисея (Ермаковский СФР), вплоть до Елогуйской опорной скважины на юге. Толщина палеозойских отложений оценивается в 2км. На силурийских отложениях на Малохетском мегавалу с размывом залегают отложения нижнего отдела триаса. Нижнетриасовые отложения вскрыты бурением на Тампейской, Семеновской и Малохетской площадях. По составу они близки триасовым отложениям Южно-Таймырской мегамоноклинали и представлены туфогенно-аргиллитовой толщей с двумя подтолщами (снизу-вверх): пестроцветной (эффузивно-туфо-аргиллитовой) и темноцветной (эффузивно-туффито-аргиллитовой) суммарной толщиной более 1500м.

На западе Центрально-Таймырского мегапрогиба (Носковская впадина), судя по сейсмическим данным (профиль Диксон-оз. Хантайское), палеозойские и триасовые отложения имеют суммарную толщину до 10км, причем основная их часть приходится на отложения перм-триаса. По результатам бурения на Рассохинском (Тундровая площадь) и Балахнинском (Владимирская площадь) мегавалах, верхнетриасовые отложения представлены алевро-аргиллитовой толщей более 1200м. В разрезе она отвечает единому ритму осадконакопления, который начинается прибрежно-морскими мелководными осадками и заканчивается лагунно-континентальными. В целом разрез толщи сложен преимущественно аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников.

Важно отметить, что, в отличие от Южно-Таймырской мегамоноклинали и Мессояхско-Малохетской гряды, в пределах Центрально-Таймырского мегапрогиба палеозойско-триасовые отложения не дислоцированы. В нижней части разреза они конформно облекают выступы фундамента, в верхней части – залегают субгоризонтально.

Особенности осадконакопления в **юре-мелу**. Детальная всесторонняя характеристика юрско-меловых отложений ЕХРП содержится в многочисленных публикациях, поэтому мы акцентируем внимание на нескольких моментах, являющихся важными при оценке перспектив нефтегазоносности района.

Анализ толщин ниже - среднеюрской формации показывает, что в течение этого времени западная часть Енисей-Хтангского прогиба являлась областью интенсивного прогибания. Увеличение толщины закономерно происходит от бортов к центру прогиба. Так, в районе Казанцевской площади, она равна 1860-2010 м., а в районе рр. Агапы и Джангоды соответственно – 2200-2700м. В прибортовых частях впадины толщина ниже-среднеюрской формации составляет всего 725-1073 м. При этом отдельные

участки, такие как Точинский, Суходудинский и Долганский были вовлечены в область осадконакопления в различные этапы ранне-среднеюрской эпохи, отсюда отличие разрезов ниже-среднеюрских отложений Малохетского мегавала с одной стороны и Рассохинского - с другой. Эти отличия выражаются как в резком увеличении толщины отложений от 570м до 2100м, так и в их составе. Граница раздела структурно-фациальных зон на юге проходила между Рассохинским и Малохетским мегавалами, а западнее - по северному борту Танамской структурной мезотеррасы. Отмеченные выше особенности объясняются тем, что разные участки палеобассейна в юрское время испытали дифференцированное прогибание. Пульсационный характер осадочного процесса отражен в серии трансгрессивно-регрессивных последовательностей. Выделяются следующие периоды активизации тектонических движений: в начале ранней юры; на границе раннего и позднего плинсбаха; в раннем аалене. Эти движения неизбежно должны были привести к образованию устойчиво функционирующей зоны разуплотнения на границе СФЗ.

Максимальной интенсивности тектонические движения достигают на границе юры и мела. В начале этого этапа в позднеюрское время общее прогибание территории обусловило максимальное распространение морского бассейна, во внутренних частях которого формируются темноцветные преимущественно глинистые отложения гольчихинской и яновстанской свит. В конце юры движения отдельных блоков в Малохетско-Рассохинской зоне глубинных разломов приобретает разнонаправленный характер. Это приводит с одной стороны к размыву средне-верхнеюрских отложений на валах, а с другой - к лавинному осадконакоплению в Центрально-Таймырском мегапрогибе, где за очень короткий срок (валанжинский век) накопилось до 1600м пород, т.е. примерно половина всей мощности меловой толщи.

Как известно, быстрые темпы осадконакопления способствуют образованию пород с хорошими коллекторскими свойствами. Действительно отложения являются основным нефтегазоносным комплексом в регионе. Для понимания закономерностей локализации залежей УВ в этом комплексе важно отметить, что его формирование происходило в два этапа, которым соответствуют два Т-Р цикла: позднеберриаский-ранневаланжинский и ранневаланжинский-раннеготеривский. Граница между ними отчетливо фиксируется в наиболее поднятых участках Малохетского и Рассохинского мегавалов по стратиграфическому несогласию проходящему внутри нижнего валанжина на границе нижнехетской и суходудинской свит. На Малохетском валу с первым этапом связано образование нижнехетской свиты, ограниченной снизу и сверху региональными размывами, а в Носковском прогибе клиноформного комплекса осадков. Во время второго этапа сформировались отложения суходудинской свиты.

Верхняя часть нижнемеловых - верхнемеловые отложения формировались в условиях общего равномерного опускания территории. Для свит этого возраста характерна выдержанность литологического состава по площади и близкие толщины. Активизация тектонических движений в районе отмечается для конца позднего мела-начала пагеогена. Новейшие тектонические движения активно проявились в области Мессояхско-Малохетской гряды и Рассохинского мегавала.

Закономерности локализации месторождений УВ на западе ЕХРП. Месторождения локализованы по периферии крупных депрессионных структур: Центрально-Таймырского мегапрогиба и Пендомаяхской впадины. Масштабы нефтегазонакопления и особенности фазового состава залежей определяются в

первую очередь тектонической природой этих структур. Центрально-Таймырский мегапрогиб сформировался на байкальском фундаменте, для него характерен мощный осадочный чехол как палеозойских, так и мезозойских отложений. В связи с этим фазовый состав залежей УВ в юрско-меловых отложениях формировался вероятно не только за счет собственного ОВ, но и под влиянием флюидов поступающих из подстилающих палеозойских толщ. Последнее обстоятельство обусловило смешанный фазовый состав залежей свойственный обрамлению Центрально-Таймырского мегапрогиба: газовый, газовой-конденсатный, газовой-конденсатный с нефтяной оторочкой. Пендомаяхская впадина образовалась в результате процессов триасового рифтогенеза, поэтому фазовый состав залежей определяется в основном составом и степенью метаморфизма ОВ в юрско-меловых отложениях.

Основные скопления УВ приурочены к унаследованно развивающимся палеоподнятиям. При этом наиболее перспективны те части палеоструктур, которые не нарушены интенсивными неотектоническими процессами. Так в пределах Мессояхско-Малохетской гряды перспективны районы лежащие вне зоны влияния Малохетского глубинного разлома. Поднятия, образовавшиеся в результате инверсии ранее существующих прогибов (Рассохинский и Балахнинский мегавалы), малоперспективны на обнаружение крупных месторождений УВ.

Крупные месторождения УВ приурочены к межблоковым структурным зонам первого порядка: Дерябинское месторождение находится в зоне сочленения Южно-Карской синеклизы Западно-Сибирской плиты с Носковской впадиной и Пуринской моноклиной ЕХРП. Пеляткинское и Соленинские месторождения лежат в зоне сочленения Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты и Носковского прогиба ЕХРП. Важно отметить сложное блоковое

строение этой зоны. Здесь выделяется две положительные структуры: Мессояхско-Малохетская гряда и Танамско-Пайяхский мегавал, разделенные МБЗ второго порядка, к которой и приурочены упомянутые выше месторождения. Сузунское месторождение находится в зоне сочленения Пендомаяхской впадины Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты и Пакулихинской моноклины Сибирской платформы.

Практически все месторождения пространственно и генетически связаны с зонами глубинных разломов. В пределах ЕХРП с разломами северо-восточного простирания определяющими древний структурный план района. Так: Хабейское месторождение с зоной Южно-Таймырского глубинного разлома; Дерябинское месторождение приурочено к зоне глубинного разлома ограничивающего с юга Яковлевско-Тарейский мегавал; Нанадянское, Пеляткинское, Соленинское, Ушаковское, Казанцевское месторождения находятся в зонах разломов, ограничивающих с юга и севера Танамско-Пайяхскую ступень; Мессояхское, Зимнее, Нижнехетское, Джангодское месторождения приурочены к Малохетско-Балахнинской зоне глубинных разломов.

На востоке Надым-Тазовской синеклизы Тагульское, Лодочное, Ванкорское и Сузунское месторождения находятся в зоне Худосейского глубинного разлома.

Основные эпохи нефтегазонакопления в юрско-меловое время коррелируются с периодами активизации тектонических движений в регионе. Наиболее четко эта связь проявлена в пограничных юрско-меловых отложениях. Сформировавшиеся здесь месторождения УВ в нижнехетском, дерябинском и суходудинском резервуарах связаны с тектонической активизацией в предваланжинское и ранневаланжинское время.

С активизацией тектонических движений в конце позднего мела, вероятно, связано формирование

вторичных залежей УВ в долганском резервуаре на Джангодской, Зимней, Нижнехетской, Мессояхской площадях.

Особенности седиментационных процессов на востоке ЕХРП. Особенности седиментогенеза Хатангского бассейна недавно освещались в печати [2], где подчеркивалось, что он является эпиконтинентальным осадочным бассейном (ОБ), самых западных районов Прилаптевоморья, включающих северную и восточную часть ЕХРП, и относится к типу ангулярных или угловых бассейнов. Южная граница его проведена по Нордвикскому разлому и аналогичной границе Белогорско-Тигянского мегавала, а в разрезе чехла наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют два структурно-вещественных мегакомплекса: палеозой-триасовый (начиная с D), и юрско-меловой. Первому из них предшествовал крупный перерыв в осадконакоплении, а возникшие затем девонско-пермский и триасовый палеобассейны проходят в своем развитии следующие стадии: континентального рифтогенеза, термального прогибания с формированием относительно глубоководных впадин и стадию компенсации впадины карбонатными и терригенными осадками.

Следствием подобной стадийности является соответствующая вертикальная последовательность формаций: рифтогенная галогенная – D₁₋₂? Относительно глубоководная темноцветная глинисто-карбонатная доманикоидная – D_{3f}, мелководно-морская карбонатная – D_{3fm}-C₁, мелководно-морская сероцветная терригенная – P₁, прибрежно-морская угленосно-терригенная – P₂. Триасовая последовательность формаций представлена: рифтогенной туфо-базальтовой – T₁, относительно глубоководной темноцветной алевро-аргиллитовой – T_{1o} – T_{2an}, морской сероцветной – T₂ – T_{3k}, прибрежно-морской угленосно-терригенной – T₃. Завершается триасовый этап активными

тектоническими движениями, связанными с формированием Южно-Таймырской складчатой системы [1].

Отложения юрского возраста залегают на триасовых породах со структурным и стратиграфическим несогласием; юрско-триасовый ОБ выполнен терригенными формациями, образующими две трансгрессивно-регрессивные последовательности (секвенции) второго порядка: нижне-среднеюрскую и среднеюрско-нижнемеловую, разграниченных несогласиями, фиксируемыми по наличию базальных конгломератов. Трансгрессивные тракты этих секвенций представлены прибрежно-морскими песчано-конгломератовыми формациями, переходящими в мелководно-морские сероцветные терригенные. Тракты высокого стояния моря представлены углеродистыми глинистыми, карбонатно-кремнисто-глинистыми формациями, а регрессивные – мелководно-морскими сероцветными терригенными формациями и угленосными терригенными. Наконец, следует отметить и еще одну особенность послеюрского времени: в позднем мелу-кайнозое режим растяжения, который преобладал в течение палеозоя и раннего мезозоя, сменяется сжатием, вызванным коллизионными процессами в Верхояно-Колымском подвижном поясе. Эти движения обусловили общий подъем территории бассейна, амплитуда которого, учитывая выведенные на поверхность триасовые и юрские отложения, может достигать 1,5-2 км.

Особенности локализации углеводородных скоплений Хатангского бассейна рассматриваются на примере Нордвикского, Южно-Тигянского, Ильинского малодобитных месторождений (чаще называемых нефтескоплениями), первые два из которых занесены даже в справочник «Нефтяные и газовые месторождения СССР», 1987 г. Нордвикское нефтескопление расположено на одноименном куполовидном поднятии, образуемым

блоками с соляным куполом; низкопродуктивные отложения гуримисской свиты (Т2) встречены на глубинах от 90 до 120 метров и более, нефтенасыщение чаще фрагментарное по отдельным участкам пластов. Южно-Тигянское газонефтескопление с незначительными проявлениями УВ в верхнекожевниковской свите (Р2) и более ощутимыми притоками нефти (до 12,3 м³/сут) и газа (до 1445 м³/сут) из нижнекожевниковской свиты (Р1). Характер нефтенасыщения в отдельных пластах Р2 пятнистый и неравномерно полосчатый, а в верхних пластах Р1 нефтенасыщение пятнистое и порой сплошное. Аналогичные особенности насыщения имеют и битумопроявления. Для Ильинского газонефтепроявления притоки УВ идентичны нордвикским, а нефтепродуктивных объектов еще больше.

Помимо перечисленных к газонефтепроявлениям по разным, но преимущественно геохимическим признакам, могут быть отнесены в основном пермские объекты и других площадей: Н.Н.Истомин, например, считает, что Чайдахская площадь даже может считаться месторождением; по нашим данным геохимический состав битуминоидов одного из опробованных пермских горизонтов на Гуримисской площади наиболее близок к составу тигянской нефти, что не исключает нефтепроявления и на этой площади; наконец, по комплексным анализам ХБА, проведенным в BGR (Hannover) под руководством Б. Крамера... можно добавить к перечисленным еще минимум пол-дюжины площадей, на которых возможны нефтепроявления (хотя они уже за пределами Хатанского бассейна).

В целом для региона характерна приуроченность нефтескоплений к разломам, формирующим мелкоблоковые структуры «произвольной» формы, зависящей от ограничивающих дизъюнктивов, но нередко вытянутых вдоль структурно-контролирующего разлома. Продуктивны в основном

пермские отложения, редко триасовые, коллекторы и тем более флюидоупоры которых хуже пермских. Ловушки, как правило, небольшие по объему, тип их литолого и тектонически ограниченные, коллектора преимущественно разнородные песчаники и алевролиты, порой с благоприятными фильтрационно-емкостными свойствами.

Наиболее ярким примером вышесказанного является участок, включающий 3 площади: Чайдахскую, Гуримисскую и Южно-Тигянскую, которые должны быть доразведаны с качественным опробованием и отбором проб керна и свободного и растворенного газа на все виды современных анализов.

На картах прогноза нефтегазоносности разного масштаба в границах анализируемого бассейна (по районированию это газонефтеносная область) показаны площади перспективных земель с удельной плотностью начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов (в н. э.) до 20 тыс. т/км². Вместе с тем необходимо отметить, что практически на всей территории бассейна коллекторские пласты и перекрывающие их флюидоупоры затронуты, а потом и разрушены дизъюнктивными нарушениями, поскольку большая часть региона находится в зоне повышенной сейсмичности (до 6-7 баллов и выше).

Таким образом, отмеченные особенности седиментогенеза (по геофизическим и геологическим материалам) Усть-Енисейского и Хатангского бассейнов позволяют сделать выводы: 1. Для палеозоя, триаса, а также юры и нижнего мела отмечается значительная общность вещественного состава и последовательности формационных комплексов на всей территории ЕХРП. Сформировавшиеся здесь осадочные бассейны проходят несколько стадий развития, которые хорошо соотносятся с геодинамическими процессами на севере Таймыра. С этим этапом связано формирование нефтяных

залежей в палеозойских-нижнетриасовых отложениях на востоке ЕХРП. 2. В позднем мелу-кайнозое тектонические процессы на западе и востоке ЕХРП принципиально различаются. Если в пределах Усть-Енисейского бассейна продолжается устойчивое прогибание с образованием значительной толщи осадков, то на востоке происходит общий подъем территории и размыв ранее накопленных отложений. Этим объясняются особенности нефтегазоносности юрско-меловых отложений ЕХРП. 3. В целом, перспективы нефтегазоносности как

палеозойских, так и мезозойских пород в регионе могут быть достаточно высокими, что подтверждается открытием ряда месторождений на западе ЕХРП и нескольких газонефтепроявлений на востоке прогиба, а все это в свою очередь позволяет надеяться и на благоприятные результаты дальнейших поисковых работ и в центральной части ЕХРП. При этом особое внимание необходимо обратить на изучение разрывной тектоники, которая, как было отмечено выше, влияла на формирование залежей УВ как на западе, так и на востоке ЕХРП.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ РОССИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Соболев П.О.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
(ВСЕГЕИ), СПб
(peter.sobolev@gmail.com)*

Введение

Давно установлено, что площадь пород уменьшается с увеличением геологического возраста [4,5]. Однако такое соотношение не постоянно и изменяется в ходе геологической истории, также оно различается для пород разного типа. Зная возраст пород, мы можем рассчитать распределение для разных геологических эпох – такие оценки имеют важное значение для изучения эволюции и неоднократно делались раньше, но только с распространением географических информационных систем (ГИС) их можно выполнить легко и с большой точностью – например, раньше приходилось резать геологическую карту, используя ножницы, сортировать эти кусочки по типам и затем взвешивать разные группы [5]. В последние годы такие работы выполнены для ряда регионов мира [9-13], однако для России насколько нам известно новые обобщающие карты не использовались.

Исходные данные и методика

Основой анализа явилась цифровая геологическая карта России м-ба 1 : 2 500 000, составленная во ВСЕГЕИ под руководством С.И.Стрельникова [1]. Исходная карта состоит из более 46000 полигонов, представляющих более 830 типов площадных геологических объектов, различающихся по возрасту, происхождению составу и и другим признакам. Традиционно, при разработке легенды геологические карты в России используется смешанный принцип – для осадочных пород и метаморфических изображается возраст (при этом состав игнорируется), для изверженных и вулканических – возраст и состав. Такой же подход был принят и в цифровой геологической карте, что затрудняет анализ.

Поэтому перед анализом была выполнена обработка данных по определенным правилам. Для характеристики использовались наиболее обобщенные группы пород, основанные на их происхождении: осадочные, интрузивные, вулканические и метаморфические.

В атрибутивной таблице цифровой карты приведен относительный геологический возраст (эры, периоды, эпохи, ярусы, а также их комбинации), притом длительность подразделений может быть самой разной – от сотен тысяч до сотен миллионов лет (общее количество равно 311). На основании Международной Стратиграфической Шкалы для каждого тела определялось абсолютное начальное и конечное время интервала, после чего нетрудно было подсчитать длительность временного интервала и его середину. Поскольку дальнейший анализ был основан главным образом на оценках площадей, то для минимизации искажений использована равноплощадная азимутальная проекция Ламберта.

Результаты

Длительность временных интервалов возрастает с увеличением абсолютного возраста – в первую очередь это связано с уменьшением точности датирования. Для оценки этой неоднородности построены кумулятивные кривые распределения возраста (оценивался по середине временного интервала) для всей истории (3800 Ma) и фанерозоя (600 Ma) (рис. 1). Отчетливо видно, что кривая в первом приближении состоит из двух участков с переломом примерно около 550 (граница протерозоя и фанерозоя). Менее резкий перелом намечается на границе фанерозоя и кайнозоя (65 Ma). Очевидно, такая неоднородность связана с относительной

шкалой геологического времени и ее разной детальностью в пределах каждой эры.

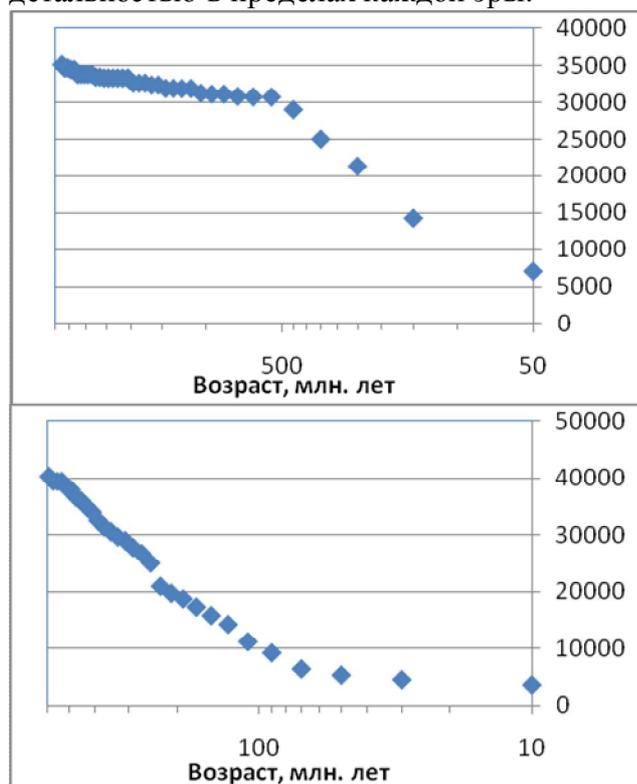


Рис. 1. Распределения возраста геологических тел для AR-PH (3800 Ma) и PH (600 Ma), лог. масштаб.

Анализ распределения площадей геологических тел представляет определенный интерес для целого ряда проблем, таких как делимость земной коры, подобие, фрактальность, эволюция и т.д. Кумулятивные кривые, построенные для четырех разных генетических типов пород всей территории России показывают одну четкую закономерность – на всех них в двойном логарифмическом масштабе четко выделяется линейный участок для площадей примерно от 10² до 10⁶ кв.км. (рис. 2).

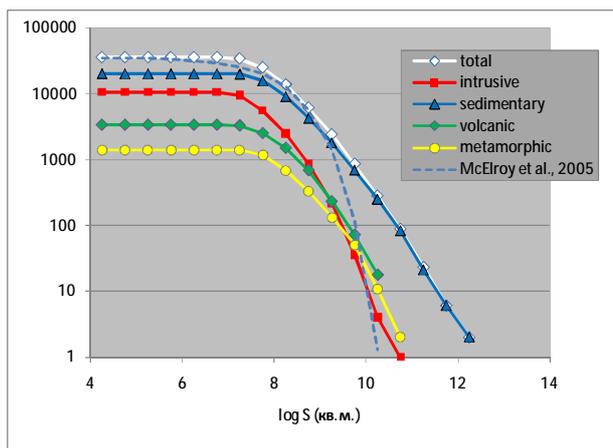


Рис. 2. Распределение площадей геологических тел для всей территории России.

Это свидетельствует о степенном законе распределения, что, в свою очередь, является следствием самоподобия (скейлинга, масштабной инвариантности) в данном диапазоне размеров. Этот результат принципиально отличается от предположения об экспоненциальном распределении площади геологических тел [7], которое возникает при пуассоновском случайном распределении размеров плоских полигонов. На рисунке изображена такая зависимость для соответствующего числа полигонов и общей площади – видно, что она не подходит для данного случая. Отметим также, что наклон линейного участка различается – максимальный угол у изверженных пород, у остальных типов он более-менее одинаков. Вполне вероятно, что выполаживание кривой для меньших площадей связано просто с ограничениями масштаба исходных данных цифровой карты, подобные аналоги известны в сейсмичности (закон Гутенберга-Рихтера распределения землетрясений по магнитуде).

Соотношение площадей выхода пород разных типов для России показывает резкое преобладание осадочных пород - 84% общей площади (рис. 3). Это величина близки к другим регионам, например, для территории США (без Аляски), например площадь осадочных пород 83.2 % [9].

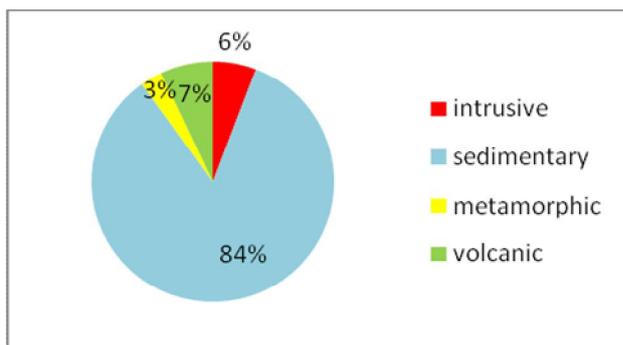


Рис. 3. Соотношение площадей пород разных типов для всей территории России.

Выше было показано, что самая общая закономерность для всей геологической карты - уменьшение площади пород в зависимости от возраста по степенной функции. При более детальном рассмотрении можно попытаться установить отклонения от нее, связанные с цикличностью и неравномерностью процессов формирования и уничтожения пород. Для этого использовались не кумулятивное распределение, а суммарная площадь за некоторый интервал времени - 50 млн. лет при анализе всей геологической истории (4000 млн. лет) и 20 млн. лет при анализе фанерозоя (в качестве оценки возраста бралась середина временного интервала). Результаты для разных генетических типов пород показаны ниже для фанерозоя, шаг 20 Ма (рис. 4), на рисунках также приводятся сглаженные кривые (метод скользящего окна, двойной период).

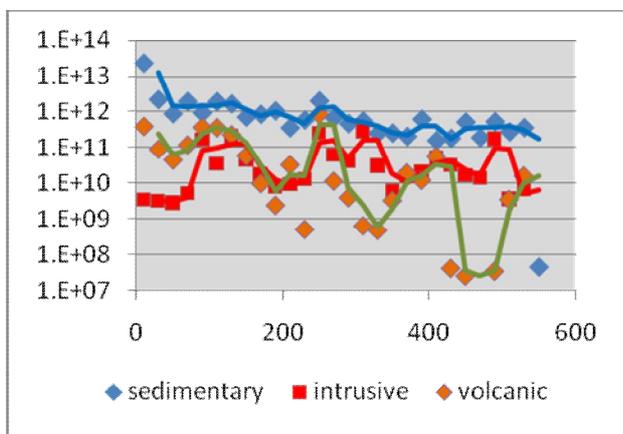


Рис. 4. Площадь пород разного возраста для всей территории, фанерозой.

Существуют две основные точки зрения на интерпретацию колебаний площади (или объема) пород в зависимости от возраста. Одна точка зрения, традиционно распространенная в работах советской геологической школы [2] связывает их с неравномерностью процессов эволюции - например, с ускорением или замедлением осадконакопления или магматизма. Среди зарубежных исследователей более распространена точка зрения на ведущую роль процессов разрушения пород [14]. На общей кривой обращает внимание резкий дефицит пород всех типов нижнего рифея (~1400 Ма). Для фанерозоя можно наметить несколько периодов ускорения и замедления процессов. Пермь (250-300 Ма) характеризуется активизацией магматизма и вулканизма, также возрастает накопление осадочных пород. Для позднего триаса - ранней юры, карбона и кембрия скорее типичен пониженный уровень вулканизма. Также намечается корреляция кривых скорости накопления осадочных и магматических пород в фанерозое. Три эпохи активизации магматизма и вулканизма в фанерозое также четко видны по процентному соотношению пород разных типов в разные эпохи (рис. 5). Интересно, что по времени вулканизм как бы запаздывает по отношению к магматизму.

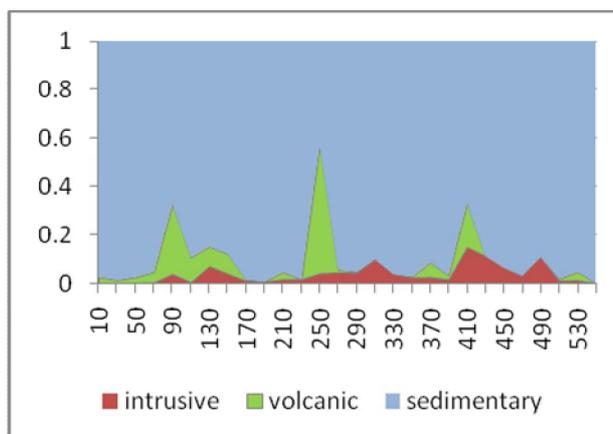


Рис. 5. Соотношение площадь/время разных типов пород в зависимости от возраста (для фанерозоя).

Сопоставление таких графиков для различных тектонических областей (использовалась карта тектонического

районирования, созданная на основе актуализированной Геологической карты России, Стрельников и др., ВСЕГЕИ, 2005) выявляет еще большие колебания, отражающие сложность и неравномерность геологической истории каждого региона. Так, например, для многих складчатых областей (но не для всех) характерно повышение доли пород с возрастом примерно 140-160 Ма и 380-420 Ма.

Также подобный подход важен при оценке эволюции металлогенических процессов [6, 15, 16]. Использовалась схема металлогенического районирования России масштаба 1 : 5 000 000 [3]. Каждый полигон геологической карты с ранее добавленными характеристиками возраста и типом пород, был отнесен к определенной металлогенической зоне регионального уровня (всего таких зон 33). После этого можно анализировать соотношения площадей для пород разного возраста и типа, принадлежащих той или иной области. В качестве исходных данных по рудным месторождениям использовалась открытая база данных ГЛАВНИВЦ, содержащая 1400 месторождений и рудопроявлений. Анализ закономерностей изменения во времени для металлогенических провинций только начат и говорить о результатах еще рано. Тем не менее, кумулятивные кривые показывают разные периоды ускорения/замедления формирования и/или разрушения определенных типов пород, что позволяет надеяться разработать количественный подход к выделению металлогенических эпох и металлогенических циклов.

Заключение

Выполненный анализ цифровой геологической карты России м-ба 1:2 500 000 выявил ряд закономерностей, которые могут быть использованы при анализе тектонической и металлогенической эволюции, а также при исследовании ряда важных методических вопросов:

1) Основная неопределенность в оценках возраста пород связана с относительной шкалой геологического

времени и ее разной детальностью, но в пределах каждой эры шкала может считаться в первом приближении однородной;

2) Для распределения геологических тел разных генетических типов по размерам (площади) и возрасту характерен степенной закон распределения; очевидно, это связано с масштабной инвариантностью (фрактальностью) размеров;

3) На графиках распределения площади пород в зависимости от возраста для всей территории России, и особенно для отдельных регионов, выделяются периоды и циклы, которые могут интерпретироваться как проявления ускорения/замедления процессов породообразования/эрозии.

4) Подобная методика может использоваться для выделения и корреляции металлогенических эпох и провинций.

Работа выполнена в рамках Программы № 14 Президиума РАН «Научные основы эффективного природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья».

Литература

1. А.Ф. Морозов, О.В.Петров, С.И. Стрельников и др. (ред.) Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000 // Картфабрика ВСЕГЕИ, СПб, 2004, 12 л.
2. А.П. Ронов. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции) // М.: Наука, 1980, 80 С.
3. Н.В. Межеловский (Гл.ред.) Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1 : 5 000 000: Объяснительная записка // М., 2002, 163 С.
4. H. Blatt, R. L. Jones Proportions of Exposed Igneous, Metamorphic, and Sedimentary Rocks // Geological Society of America Bulletin, 1975, V.86, N8, pp.1085-1088.
5. J. Gilluly Geological Perspective and the Completeness of the Geologic Record // Geological Society of America Bulletin, 1969, V.80, N11, pp.2303-2312.
6. S.E. Kesler, B.H. Wilkinson The role of exhumation in the temporal distribution of ore

- deposits // *Economic Geology*, 2006, V.101, N5, pp. 919-922.
7. B.J. McElroy, B.H. Wilkinson, E.D. Rothman Tectonic and Topographic Framework of Political Division // *Mathematical Geology* 2005, V .37, N2, pp.197-206.
 8. M.E.J. Newman Power laws, Pareto distributions and Zipf's law, *Contemporary Physics*, 2005, V .46, N5, pp.323 - 351.
 9. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of the conterminous United States of America // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2002, V .3, N10, doi: 10.1029/2002gc000366.
 10. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of Alaska and Canada, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2003, V .4, N4, doi:10.1029/2002GC000449.
 11. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of east and Southeast Asia (Brunei, Cambodia, eastern and southeastern China, East Timor, Indonesia, Japan, Laos, Malaysia, Myanmar, North Korea, Papua New Guinea, Philippines, far-eastern Russia, Singapore, South Korea, Taiwan, Thailand, Vietnam) // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2004, V .5, N1, Q01B06.
 12. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of Brazil // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2007, V .8, N5, Q05014.
 13. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of the continents and large-scale drainage regions // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2007, V .8, N6, Q06009.
 14. J. Veizer, S.L. Jansen Basement and Sedimentary Recycling and Continental Evolution // *The Journal of Geology*, 1979, V .87, N4, pp.341-370.
 15. B.H. Wilkinson, S.E. Kesler Tectonism and exhumation in convergent margin orogens; Insights from ore deposits // *The Journal of Geology*, 2007, V . 115, N6, pp.611-627.
 16. B.H. Wilkinson, B.J. McElroy, S.E. Kesler, S.E. Peters, E.D. Rothman Global geologic maps are tectonic speedometers - rates of rock cycling from area-age frequencies // *Geological Society of America Bulletin*, 2009, V .121, N5-6, pp.760-779.

ОЦЕНКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗДЫМАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Соболев П.О.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
(ВСЕГЕИ), СПб
(peter.sobolev@gmail.com)*

Кайнозойское воздымание (апифт) и связанная с ним эрозия изучены достаточно детально разными методами (геоморфологический, анализ данных каротажа по скважинам, исследования отражательной способности витринита - Ro, трековый анализ апатита и т.д.) для западной, норвежской части Баренцева моря [5]. Однако известно немного оценок для российской акватории, хотя размыв фиксируется практически во всех скважинах (отсутствуют отложения верхнего мела, палеогена и неогена). В нескольких работах амплитуда воздымания оценивалась на основании данных Ro витриниту из керна скважин [1], для этой же цели использовалась степень уплотнения осадочных пород [2]. Результаты показывают, что мощность эродированной части увеличивается от нескольких сотен метров в Южно-Баренцевской впадине до 1000 и более метров в северно-восточной части Баренцева моря (район Земли Франца-Иосифа). Обобщение геологических и геофизических данных по скважинам российской части Баренцева моря, выполненные во ВНИИ «Океангеология» и ВСЕГЕИ в последние годы, и начало работ по моделированию погружения бассейна и эволюции органического вещества (ОВ) позволили уточнить предыдущие оценки.

Величина эрозии оценивалась тремя независимыми методами для основных скважин Баренцевоморского шельфа. Первый метод основан на оценке максимальной глубины погружения глин и аргиллитов по времени пробега упругой волны (акустический каротаж АК). Этот метод был предложен К. Магара [6]; его результаты во многом зависят от тщательности выбора интервалов

глинистых пород, что в случае Баренцева моря является отнюдь не тривиальной задачей из-за частого переслаивания в разрезе кластических пород различной зернистости. На основании ряда критериев, учитывающих результаты АК, ГК, КС и СП, были выделены наиболее вероятные интервалы глинистых пород. Для них рассчитаны средние значения времени пробега упругой волны, которые затем сравнивались с теоретической кривой уплотнения. В результате оценка мощности эродированной части для нескольких скважин центральной части Южно-Баренцевской впадины составила ~750 м. Важно отметить, что это значение является максимальной оценкой эрозии – при выборе более «мягких» критериев мы бы получили меньшие значения.

Другой подход к оценке уплотнения осадочных пород основан на статистическом анализе результатов интерпретации каротажа по основным глубоким скважинам, вскрывающим разрезы мезозоя. На основании совместной обработки данных каротажа (АК, ГК, КС) и измерений температуры были оценены степень глинистости разреза и изменения пористости. Сравнение этих данных для разных скважин позволило оценить изменение степени уплотнения с глубиной для разных типов пород. Условно выделено три типа: «аргиллиты», «алевролиты», «песчаники» и для каждой скважины подобрана наиболее подходящая экспоненциальная зависимость пористости от глубины (рис. 1).

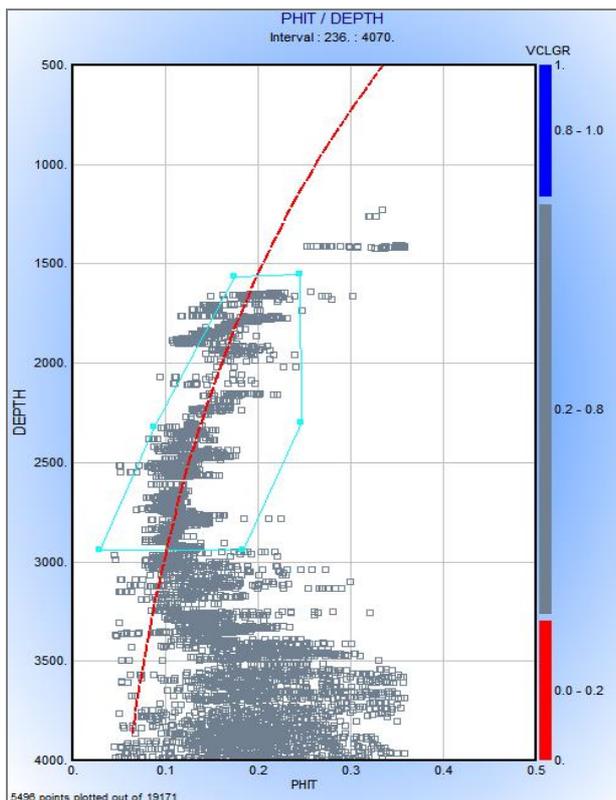


Рис. 1. Распределение пористости с глубиной для алевролитов-алевроитов (скв. Лудловская-1).

Сравнивая вертикальное смещение кривых (при этом еще необходимо учитывать различие в составе, возрасте, условиях образования пород, температурный режим), в общем случае можно судить о максимальных глубинах погружения (рис. 2). Основная проблема этого метода состоит в отсутствии надежной калибровочной кривой, так называемого «нормального» тренда уплотнения, который мог бы использоваться как основа для сравнения с другими кривыми. Тем не менее, сравнение величин эрозии полученных методом R_o витринита и оценок по пористости показали их общую сходимость.

Принципиально другой метод связан с изучением отражательной способности витринита R_o . Он основан на эмпирически установленной зависимости R_o от максимальной глубины погружения и температуры, испытанной образцом. Поскольку температура не однозначно связана с глубиной погружения, этот метод также имеет свои ограничения, однако в

первом приближении он позволяет определить на какую глубину был погружен образец при определенных геотермических условиях. Приняв исходную величину показателя R_o витринита 0.25 (лабораторный минимум) и экстраполировав зависимость R_o от глубины для каждой скважины до пересечения с линией ($R_o=0.25$), получаем максимальную глубину погружения горизонтов, которые могут находиться на поверхности. В центральной части Южно-Баренцевской впадины величина аплифта близка к 750 м для большинства скважин.

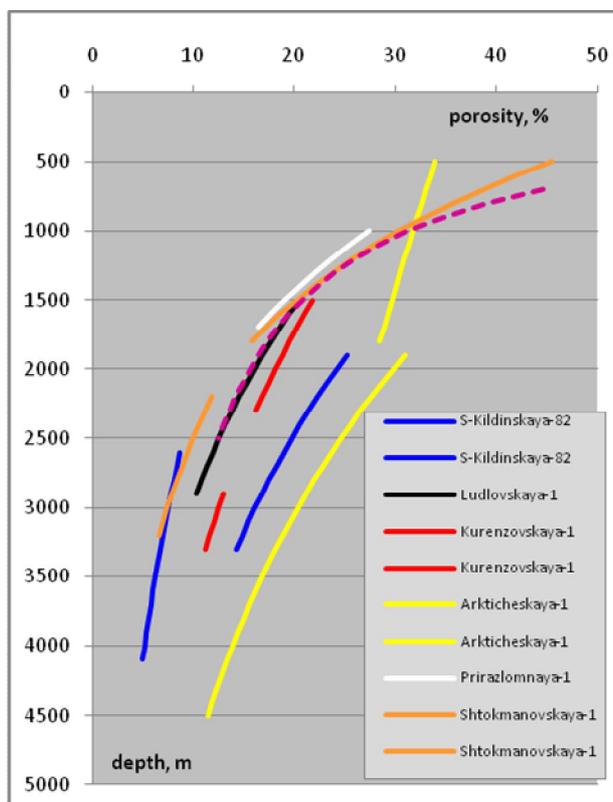


Рис. 2. Обобщенные кривые уплотнения для алевролитов-алевроитов скважин Баренцева моря.

Используя данные по R_o витринита для калибровки скважин и сравнения вертикальное смещение кривых пористости для изоморфных типов пород из разных скважин, построена схема распределения величин воздымания (эрозии) для всей российской части Баренцева моря (рис. 3). В южной части Баренцевоморского шельфа эта величина минимальна, не превышает 500 м (Печорское море), в центральной части Южно-Баренцевская впадины

составляет 750 м. Оценка аплифта для Земли Франца-Иосифа на основании данных R_0 витринита по скв. Хейса-1 составляет от 1.5 до 3 км. Еще более интенсивное кайнозойское воздымание испытал архипелаг Шпицберген – в его центральной части величина поднятия оценивается не менее 3 км [5].

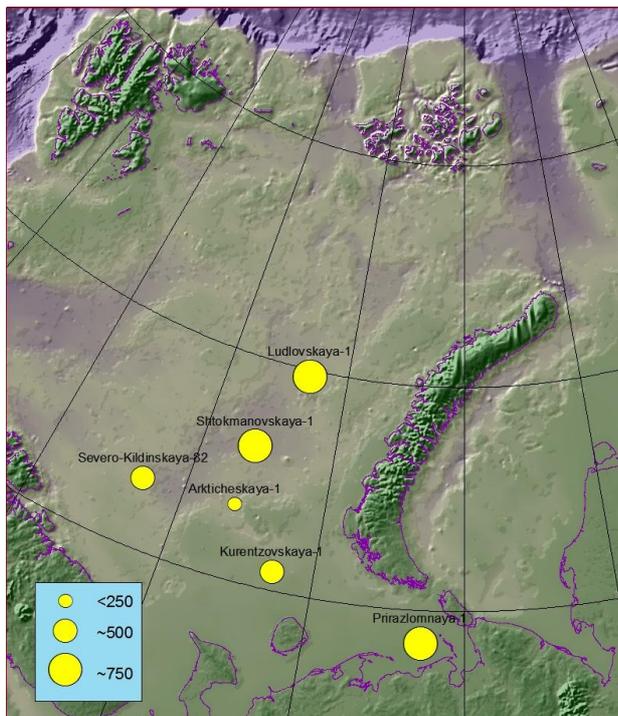


Рис. 3. Величина кайнозойского воздымания (эрозии) для Баренцевоморского бассейна.

Количественная оценка величины кайнозойского аплифта позволила более обоснованно подойти к анализу эволюции восточной части Баренцевоморского бассейна. Для региона российской части акватории Баренцева моря выполнено немного работ, связанных с компьютерным моделированием осадочных бассейнов и нефтегазовых систем. Первая публикация по моделированию погружения Восточно-Баренцевоморского бассейна принадлежит группе из МГУ [3], наиболее детальные модели по семи профилям выполнены во ВНИИ «Океангеология» [4], однако оценка аплифта пока недостаточна надежна.

Одномерное моделирование погружения и термической истории, выполненное нами по шести скважинам для которых оценивался

аплифт, позволило оценить эволюцию условий нефтеобразования различных тектонических обстановок с разными типами нефтегазовых систем, в том числе месторождений «Северо-Кильдинское» (Центрально-Баренцевская зона поднятий, газовое месторождение, продуктивны нижнетриасовые песчаники), «Штокмановское» (Лудловская седловина, залежи газоконденсатов в юрских песчаниках), «Приразломное» (Печорская плита, залежи нефти в коллекторах девона-перми). Сравнивая модельную зональность с реальной, можно судить о происхождении залежей нефти и газа в данных условиях. На Северо-Кильдинском месторождении газовая залежь вскрыта в триасовых отложениях, скорее всего УВ там же и возникли – условия в нижнетриасовых толщах были благоприятны для генерации газа в течение всего мезозоя вплоть до начала воздымания (рис. 4).

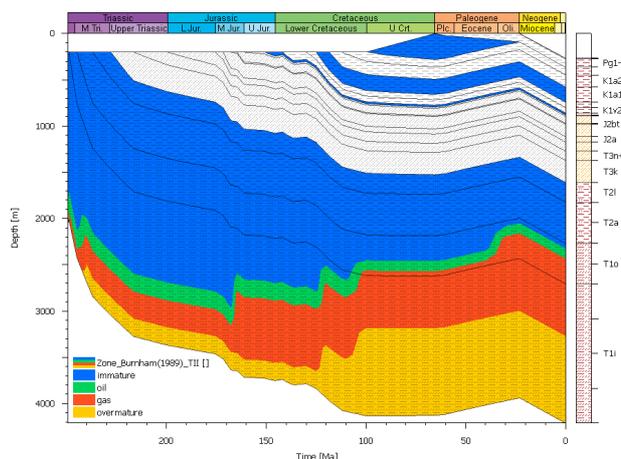


Рис. 4. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Северо-Кильдинская-82.

Для Штокмановского месторождения моделирование показало, что ОВ в юрских толщах не достигло термической зрелости, следовательно, залежи газоконденсата возникли вследствие миграции УВ (рис. 5).

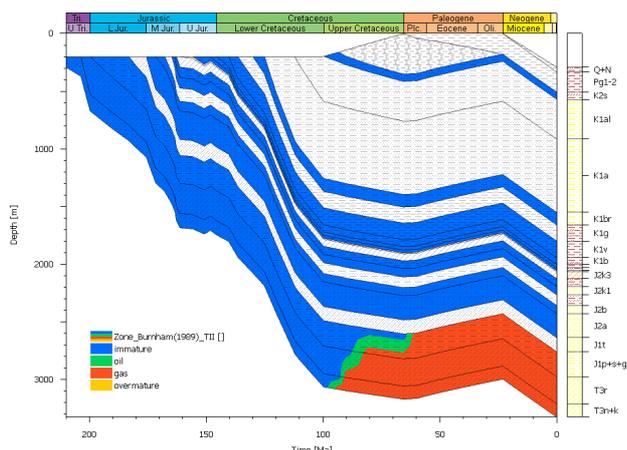


Рис. 5. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Штокмановская-1.

Что касается возможности генерации УВ в палеозойских толщах, то в центральной части Баренцева моря нефть в этих толщах нефть к началу аплифта (100-120 млн. лет) подверглась интенсивной термической деструкции и могла частично перераспределяться в верхние горизонты чехла. Для месторождений Печорского моря с сокращенной мощностью мезозойских толщ генерация УВ в палеозойских толщах могла протекать в течение всего мезозоя (месторождение «Приразломное», рис. 6).

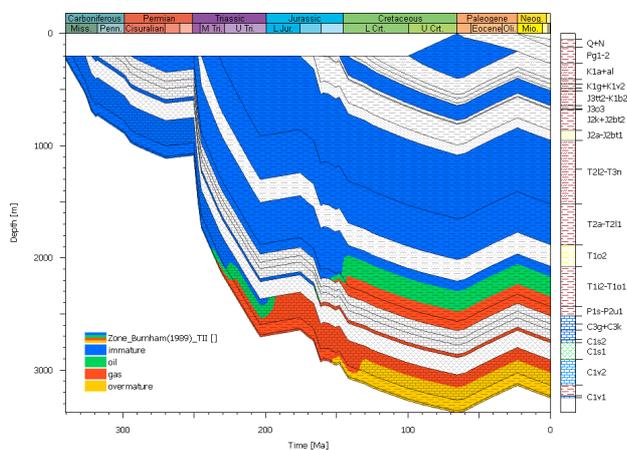


Рис. 6. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Приразломная-1.

Таким образом, выполненные исследования позволили существенно уточнить закономерности кайнозойского воздымания и эрозии для российской части Баренцева моря, что крайне важно как для понимания общих закономерностей эволюции бассейна, так и прогнозных оценок нефтегазоносности.

Литература

1. И.С. Грамберг, Н.К. Евдокимова, О.И. Супруненко Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью // Геология и геофизика, 2001, V.42, N.11-12, С.1808-1820.
2. Г.И. Киреев, Ю.П. Смирнов и др. Коллекторский потенциал и перспективы нефтегазоносности осадочных образований и пород кристаллического основания Баренцевоморского региона. // В сб.: М.Д. Белонин (ред.), Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений, т. 3: СПб: ВНИГРИ, 1999, С. 340-347.
3. М.В. Коротаев, А.М. Никишин, Э.В. Шипилов, С. Клутинг, Р. Стефенсен История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое-мезозое по данным компьютерного моделирования // Доклады Академии наук, 1998, V.359, N5, С. 654-658.
4. О.И. Супруненко, И.В. Орешкин, Н.В. Лопатин, К.Г. Вискунова, О.И. Меркулов Перспективы нефтегазоносности Печорского и российской части шельфа Баренцева морей по результатам бассейнового моделирования 2D // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2007, N.12, С. 4-10.
5. P. Dimakis, B.I. Braathen, J.-I.Faleide, A. Elverhøi, S.T. Gudlaugsson Cenozoic erosion and the preglacial uplift of the Svalbard-Barents Sea region // Tectonophysics, 1998, V.300, N.1-4, P.311-327.
6. K. Magara Thickness of removed sediments, paleopore pressure and paleotemperature, southwestern part of Western Canada Basin// AAPG Bulletin, 1976, V.60, N.4, P. 554-565.

О ПЛАСТИЧНЫХ СИСТЕМАХ АДАПТАЦИИ ЗЕМЛИ К ИЗМЕНЯЮЩИМСЯ ВНЕШНИМ УСЛОВИЯМ

Соколова Н.В.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

(sona@ipng.ru)

По современным представлениям Земля развивается уже не менее 4,7 млрд лет, и существует много признаков того, что движения ее самой (вокруг Солнца и своей оси) и вещества на земной поверхности многократно менялись и меняются. В связи с этим появляется необходимость исследования пластичности и систем приспособления Земли к изменяющимся условиям внешней среды.

Земля представляет собой открытую систему, подверженную влиянию окружающего Космоса [10].

В последнее время все актуальнее становится проблема выявления взаимосвязи геодинамических процессов и движений нашей планеты вокруг Солнца и вокруг своей оси. В частности, о насущной необходимости учета ротационного фактора отмечается в работах [11], [5], [3] и др.

Рассматриваемые перманентные движения Земли приводят к формированию систем крупнейших потоков земного вещества и зон нарушений земной поверхности. При изменении геодинамических условий изменяются потоки, гидрографическая сеть на земной поверхности, а также характер процессов сноса и накопления земного вещества. Они очень чувствительны к подобного рода геодинамическим перестройкам.

Все современные разломы и потоки на земной поверхности подчинены в конечном итоге ротационному режиму Земли. Существует жесткая причинно-следственная связь процессов формирования современных разломов, зон разрядки напряжений разного ранга с особенностями движений Земли вокруг Солнца и своей оси:

- Земля движется вокруг Солнца против часовой стрелки, и такое движение диктует вращение Земли вокруг своей оси также против часовой стрелки;

- Вращение Земли вокруг своей оси против часовой стрелки вызывает дополнительный тренд ее движений в плоскости полярной оси «вверх» (согласно правилу буравчика);

- Данный дополнительный тренд движений Земли приводит к тому, что она постепенно выходит из своего орбитального потока вокруг Солнца в ортогональную плоскость;

- У каждого транзитного потока существует система взаимно противоположных притоков. Вследствие действия противоположного притока и под собственным весом Земля при выходе из орбитального потока деформируется (сплющивается), расширяется по экватору и сжимается по полярной оси. Такой характер деформации ее подтверждается в реальной действительности тем, что радиус на экваторе больше полярной полуоси;

- Определенный характер деформаций приводит, в свою очередь, к формированию единой многогранной глобальной и региональной сети постоянно действующих разломов и потоков земного вещества. В зависимости от ранга они способствуют снятию всех перманентных напряжений в Земле и на земной поверхности [7].

Как показывают исследования, транзитные потоки вещества (в частности воды) на земной поверхности имеют своих антиподов и притоки противоположного направления. Данные потоки функционируют по закону минимальных относительных изменений. Все это позволяет речной системе с минимальными усилиями в случае

необходимости перестраиваться, кардинально менять ориентировку, направление главного течения [4], [6].

Глобальные непрерывные движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси определяют характер размещения крупнейших потоков на земной поверхности. Если рассматривать Землю в целом, то можно выделить современную глобальную их систему, состоящую из так называемого «Течения Западных Ветров» (ТЗВ) и ортогональной ему зоны крупнейших потоков (в пределах Тихого океана (вдоль побережья Евразии), Северного Ледовитого океана, Атлантического океана).

ТЗВ имеет четкое почти субширотное направление, совпадающее с направлением вращения Земли, и является само по себе индикатором изменения скорости ее вращения вокруг своей оси (прямо пропорциональная зависимость).

ТЗВ – самый мощный поток на земной поверхности. На различных глубинах скорость ТЗВ разная и уменьшается за счет обратных локальных потоков более низкого ранга. Тем не менее, целый слой воды толщиной минимум 500–1000 м непрерывно перемещается в данном направлении с запада на восток. Это мощное явление широко выражено в пределах океанов. Исходя из картографических данных, можно заключить, что толщина потока ТЗВ не везде одинакова. Максимальная толщина его в Тихом океане (до 4000 м). Данный поток не является замкнутым, вода в нем циркулирует непрерывно, он связан со всеми океанами посредством обратных течений.

Ортогональная ТЗВ зона включает глобальные потоки, связанные с самыми крупными базисами – воронками: Марианским желобом (–11022 м) в пределах Тихого океана; впадиной (– 4975 м) в Северном Ледовитом океане; впадиной Пуэрто-Рико (–9218 м) в пределах Атлантического океана.

Очевидно, что на протяжении всей своей истории Земля вращалась вокруг Солнца не в раз и навсегда данном направлении. Одновременно, орбита

движения Земли не является замкнутой. Она может увеличиваться или уменьшаться. При достижении предельных показателей (максимальной или минимальной орбиты) меняется направление движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси. Необходимо отметить, что существует всего четыре варианта сочетаний изменений орбит и направлений движений. Деформации движущегося тела при этом разные: одни приводит к увеличению его объема, другие – к деградации. В настоящее время Земля движется по увеличивающейся орбите из базиса против часовой стрелки (это случай расширения – созидания). В противоположном режиме Земля будет расчлняться. На Земле существуют маркеры – признаки таких возможных систем потоков, которые могут привести к постепенной ее деградации. Однако в настоящий момент они не являются определяющими [4].

Сложная картина взаимодействия процессов, происходящих в недрах Земли, непрерывно эволюционирует и видоизменяется, причем основным регулятором этих изменений служат, скорее всего, события на границе мантия/ядро, обнаруживающие определенную периодичность, вполне возможно находящуюся в резонансе с воздействиями, испытываемыми нашей планетой со стороны окружающего ее космического пространства [9].

Следует учитывать, что при перестройке фигуры Земли и ансамбля литосферных плит существует тенденция использования для приспособления к ним перемещений по уже существующим зонам разломов и, прежде всего, сдвигам, которые, по современным данным, играют весьма значительную роль в структуре коры и литосферы. Кинематика смещений по ним может меняться, как и их место в регматической сети, но ориентировка последней относительно географических координат в целом сохраняется [1], [2], [8].

В земных недрах развиваются системы флюидных потоков разного ранга. Как показали исследования, эти потоки связаны с функционирующей на земной

поверхности единой многограновой глобальной и региональной сетью постоянно действующих разломов. При изменении геодинамических условий на глубинах меняется также характер процессов сноса и накопления земного вещества. Выделяются две группы противоположных потоков флюидов различного вещественного состава по вертикали: связанные с так называемыми базисами – воронками, где вещество затягивается в глубь Земли, и противоположные им по направлению «трубы дегазации», каналы выброса вещества из земных недр при разрядке земных напряжений.

Исходя из того, что при конкретном движении Земли на ее поверхности должны действовать определенные глобальные потоки вещества, можно выделить три варианта систем адаптации к изменениям внешних условий, в каждом из которых будет функционировать свой прототип ТЗВ и своя ортогональная зона крупнейших потоков вещества. В современном варианте южный полюс расположен в пределах Антарктиды, в двух других – прототипы «южного полюса» будут размещаться соответственно или в одной конкретной области Тихого океана, или в Австралии. В обоих этих случаях развиваются свои ортогональные зоны крупнейших потоков вещества также с учетом уже имеющихся базисов-воронки и регматической системы разломов.

По-видимому, должна существовать последовательность изменения движений Земли вокруг Солнца и своей оси, а также и свойственных им адаптационных систем крупнейших потоков на земной поверхности, характерных для режима расширения – созидания. Анализ большого количества материалов позволил установить наиболее вероятную последовательность изменения движений Земли и систем ее адаптации (они приводятся по аналогам только «южного полюса»): Антарктида (в настоящее время там южный полюс) → определенная область Тихого океана (первый прототип «южного полюса») → Австралия (второй

прототип «южного полюса») → Антарктида и т.д. По своим условиям каждая из этих областей претерпевала и будет претерпевать изменения в определенной последовательности: ледовый панцирь → суша → вода → ледовый панцирь и т.д. К примеру, в настоящее время Антарктида покрыта ледовым панцирем, область Тихого океана практически вся под водой, Австралия – суша. В будущем в Антарктиде могут быть условия для произрастания лесов, рассматриваемая область Тихого океана при этом покроется ледяным панцирем, а Австралия скроется под водой (это первая система адаптации Земли). Далее Антарктида будет затоплена, область Тихого океана станет сушей, а Австралия покроется толстым слоем льда (это уже вторая система адаптации Земли). Затем все повторяется сначала: в Антарктиде опять будет полюс холода.

Известные особенности отложений разных геологических периодов в рассматриваемых частях земного шара свидетельствуют о том, что данные изменения природных условий здесь происходили неоднократно.

Без пластичных систем адаптации к изменениям внешней среды (без своего рода «иммунитета») существование Земли столь продолжительное время было бы проблематичным, ведь из четырех возможных вариантов сочетаний изменений орбит (уменьшающаяся или увеличивающаяся) и направлений движения (против или по часовой стрелке) два из них могут привести к расчленению Земли. И они при определенных внешних условиях вполне реальны. Поэтому необходимо исследовать пластичность Земли, свойство ее необратимо деформироваться, не разрушаясь, под действием внешних сил, способствующих пока функционированию Земли в режиме расширения.

Литература

1. В.С. Буртман Стационарная сеть разломов и мобилизм // Геотектоника 1978. № 3. С.26-37.

2. В.А. Буш Континентальные линейные элементы и проблема мобилизма // Геотектоника 1983. № 4. С. 14-25.
3. О.А. Мельников Роль внешних источников (ротационного и космических факторов) в энергетике тектогенеза Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники материалы совещания. М.: ГЕОС, 2007. Том II. С.13-18.
4. В.И. Орлов Динамическая география. М.: Научный мир, 2006. 594 с.
5. А.И. Полетаев Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Четвертые Горшковские чтения. М.: МГУ, 2002. С. 22-27.
6. Н.В. Соколова О необходимости создания ранговой трехмерной геолого-динамической модели залежи УВ // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса: материалы междунар. конференции. М., 2009. С. 160-163.
7. Н.В. Соколова О связи динамики геоморфологических процессов с ротационным режимом движений Земли // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: VI Щукинские чтения – Труды М., 2010. С. 222-224.
8. В.Е. Хаин Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2007. Том II. С.324-329.
9. В.Е. Хаин Многоуровневая мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы Совещания. М.: ГЕОС, 1999. Том II. С.253-255.
10. В.Е. Хаин Планета Земля: основные черты структуры, динамики и эволюции – глобальный аспект // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: материалы совещания. М.: ГЕОС, 2005. Том II. С.309-311.
11. В.Е. Хаин Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51-59.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ФРОНТАЛЬНЫХ И УДАЛЕННЫХ ЭФФЕКТОВ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ

Соколова Е.Ю.^а, Баглаенко Н.В.^а, Бай Д.^б, Варенцов И.М.^а, Голубцова Н.С.^в, Израиль М.^г, Пушкарев П.Ю.^в, Рыбин А.К.^д, Рабочая группа NARYN^{а,в,д}

^а Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия

^б Институт геологии и геофизики Китайской Академии Наук, Пекин, Китай

^в Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^г Индийский технологический институт, Рорки, Утаранчал, Индия

^д Научная станция РАН, Бишкек, Киргизия

(sokol_1@mail.ru)

Введение

Неотектонические процессы громадной территории Индо-Евразийской коллизионной зоны от Гималаев до Алтая и Саян во многом определяются наиболее ярким событием ее недавнего геологического прошлого - столкновением двух суперплит, давшим это обобщающее название всему региону [Molnar and Tapponier, 1975; Buslov et al., 2007].

Области современного горообразования в пределах коллизионной зоны, в целом характеризующейся доминантой распространяющихся к северу напряжений, отличаются существенными аномалиями геофизических полей и активно изучаются геофизическими методами. Важную роль в этом комплексе играют глубинные геоэлектрические исследования. Магнито-теллурические и магнитовариационные зондирования, проводимые в Гималаях [Unsworth et al., 2005, 2008; Arora et al., 2007; Israil et al., 2008 и др.], на Тянь-Шане [Рыбин, 2011; Sokolova et al., 2008; Bielinski et al., 2005] и в области Восточно-Гималайского Синтаксиса [Bai et al., 2010; Varentsov et al., 2010] дали полезную для геодинамических построений информацию о реологии, геотермическом и флюидном режимах недр.

В настоящей работе представляются методы и результаты изучения геоэлектрического строения Центрального Тянь-Шаня исследовательской группой NARYN. Дается их сопоставление с аналогичными материалами по фронтальной зоне коллизии – Гималаям.

Обсуждение результатов

Для изучения уникального тяньшаньского региона интенсивного внутриконтинентального орогенеза использовался богатый материал МТ/МВ зондирований, накопленный в последние десятилетия Научной Станцией РАН (г.Бишкек) (Рис.1).

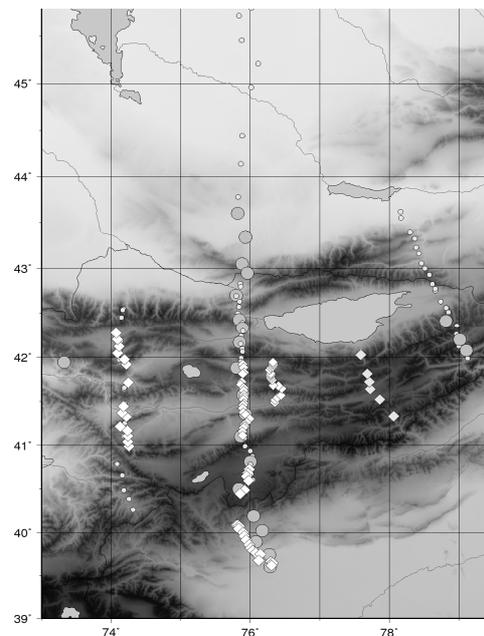


Рис.1. МТ\МВ зондирования НС РАН (г.Бишкек) в регионе Тянь-Шаня, анализируемые в докладе.

Геоэлектрические образы (пространственно-частотные распределения передаточных функций, разрезы электропроводности по серии региональных геотраверсов) сравниваются и анализируются в геотектонических терминах. Наиболее важные особенности геоэлектрических разрезов Тянь-Шаня (проводящий слой в низах коры и спорадически проявленный верхнекорový проводящий слой, субвертикальные или наклонные проводники разломных зон и

крупных сурт, области высоких сопротивлений Таримской и Казахской плит) хорошо коррелируются с данными по сейсмотомографии и сейсмичности региона (Рис.2) [Zhiwei, et al., 2009].

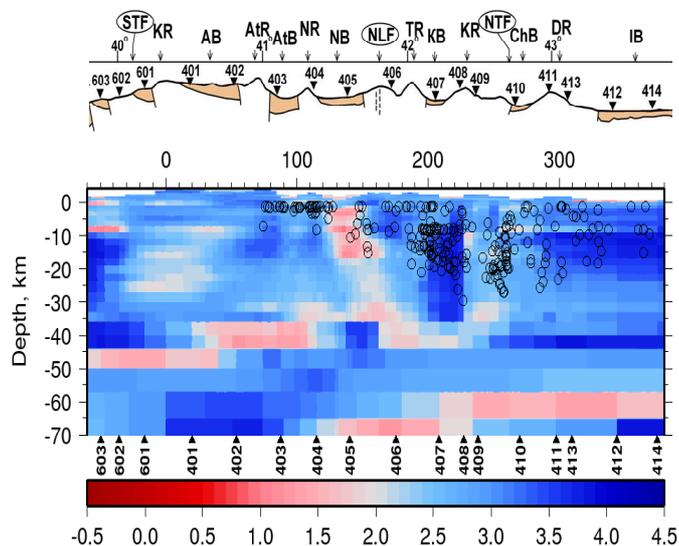


Рис.2. Фрагмент модели геoeлектрического разреза по геотраверсу «Нарын» 76° в.д. ($\log R_o$, Ом). На разрез вынесены проекции гипоцентров землетрясений из полосы 75°-77° (255 событий, каталог KNET, 2000-01 г.г.).

Сравнение геoeлектрических образов Тянь-Шаня с геoeлектрическими моделями Западных Гималаев и Восточно-Гималайского Синтаксиса (по ряду профилей, вынесенных на Рис.3) выявляет сходные черты в глубинных распределениях электропроводности несмотря на существенную разницу в степени их проявления.

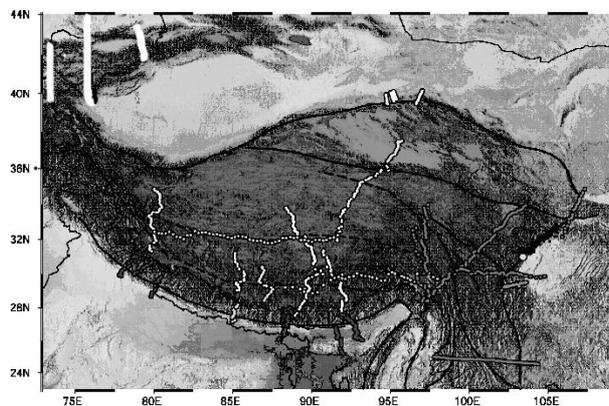


Рис.3. Геотраверсы МТ/МВ зондирования Тянь-Шаня (белые линии) в контексте международных геoeлектрических исследований Тибета и Гималаев (по [Unsworth, 2008]).

К ним относятся: наличие мощного проводника в средней-нижней коре,

присущего многим активным орогенам; полого падающий проводник, ассоциирующийся с погружающейся плитой (Индийской или Таримской); области проводящей верхней мантии, совпадающие с областями пониженных сейсмических скоростей, выявленными сейсмотомографией.

Заключение

Работа группы NARYN и других исследовательских групп, изучающих геoeлектрику региона, направлена на стабильное разрешение этих аномальнопроводящих структур и служит созданию объективных ограничений на геодинамические модели в отношении расположения областей частичного плавления и доли проводящего флюида, а также элементов коллизионной тектоники, генерирующих значительную сейсмичность ряда областей. Сопоставление полученных ими результатов способствует лучшему пониманию соотношения дальних и ближних эффектов столкновения суперплит в регионе Индо-Евразийской коллизии.

Литература

1. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований // Москва. Научный мир. 2011. 252С. В печати.
2. Arora, B. R., M. J. Unsworth, and G. Rawat, 2007, Deep resistivity structure of the northwest Indian Himalaya and its tectonic implications: *Geoph. Res. Let.*, **34**, L04307, doi:10.1029/2006GL029165.
3. Bai, D., M. J. Unsworth, M. A. Meju, X. Ma, J. Teng, X. Kong, Y. Sun, J. Sun, L. Wang, C. Jiang, C. Zhao, P. Xiao, and M. Liu, 2010, Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging: *Natural Geoscience*. Advance online publication www.nature.com/naturegeoscience
4. Bielinski, R.A., S.K. Park, A. Rybin, V. Batalev, S. Jun, C. Sears, 2003, Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies: *GRL*, **30**, N15, 1806.
5. Buslov, M.M., J. De Grave, E.A. Bataleva, V. Yu. Batalev, 2007, Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan mountains: a review of geological,

- thermochronological and geophysical data: *J. of Asian Earth Sci.*, **29**, 205-214.
6. *Israil, M., D. K. Tyagi, P. K. Gupta and S. Niwas*, 2008, Magnetotelluric investigations for imaging electrical structure of Garhwal Himalayan corridor, Uttarakhand, India: *J. Earth Syst. Sci.*, **117**, No. 3, 189–200.
 7. *Molnar, P., and P. Nappoier*, 1975, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: *Science*, **189**, 419-426.
 8. *Sokolova, E., M. Berdichevsky, Iv. Varentsov, A. Rybin, N. Golubtsova, P. Pushkarev, N. Baglaenko and V. Matukov*, 2008, Geoelectrical cross-section of the Central Tien Shan and geodynamic implications: 19th Int. EM Induction WS, Extended Abstracts, **1**, 203-208.
 9. *Varentsov Iv.M., Bai D., Sokolova E.Yu.* Joint inversion of long-period MT/MV data at EHS3D transects (Eastern Tibet) // 20th Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S7-05. 4p.
 10. *Unsworth, M J, A. G. Jones, W. Wei, G. Marquis, S.G. Gokarn, J.E. Spratt, and INDEPTH-MT Team*, 2005, Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data: *Nature*, **438**, 78–81.
 11. *Unsworth, M. J.*, 2008, Magnetotelluric studies of continent-continent collisions: 19th Int. EM Induction WS, Extended Abstracts, **1**, 291.
 12. *Zhiwei, L., S. Roeker, Z. Li, B. Wei, H. Wang, G. Shelochkov, V. Bragin*, 2009, Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination: *Tectonophysics*, **477**, 49-57.
-

МАРКЕРЫ ДЕЙСТВИЯ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В АТЛАНТИКЕ: АНОМАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПЛОТНОСТЬ РАЗЛОМОВ И ДРУГИЕ ДАННЫЕ

Соколов С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(sysokolov@yandex.ru)

Современная геодинамическая обстановка в Атлантическом океане характеризуется как зона растяжения в субширотном направлении с общей протяженностью по оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) около 16 тысяч километров, средней шириной глубоководной части около 4.5 тысяч километров и пассивными (на 95%) окраинами. Наличие активного геодинамического фактора, формирующего данную структуру, признается всеми. При этом существуют разногласия по поводу его физической природы и движущих сил, обеспечивающих его действие, поскольку модель тектоники плит наталкивается на серию проблем, разрешить которые трудно без введения дополнительных геодинамических факторов. Одним из фундаментальных маркеров процесса растяжения океанического бассейна со спрединговым центром вдоль САХ является сейсмичность с вполне определенной картиной механизмов очагов землетрясений. Типичный набор этих механизмов для САХ представлен на рис.1.

Непротиворечивое объяснение находит концентрация очагов с механизмами типа «сброс» вдоль оси САХ и механизмы типа «сдвиг» вдоль офсетных частей трансформных разломов. Известно, что сейсмические события для расчета параметров в очаге для базы СМТ тщательно отбираются по системе критериев качества. Поэтому нетипичные для зоны САХ механизмы, проявленные концентрированно в пространстве, должны рассматриваться как явление статистически достоверное. На рис.1 наблюдается несколько кластеров событий с механизмом типа «взброс» и несколько механизмов с неширотной ориентацией растяжения. Возникает необходимость анализа причин подобных проявлений, в частности анализа локальных или региональных отклонений геодинамических обстановок от фоновой.

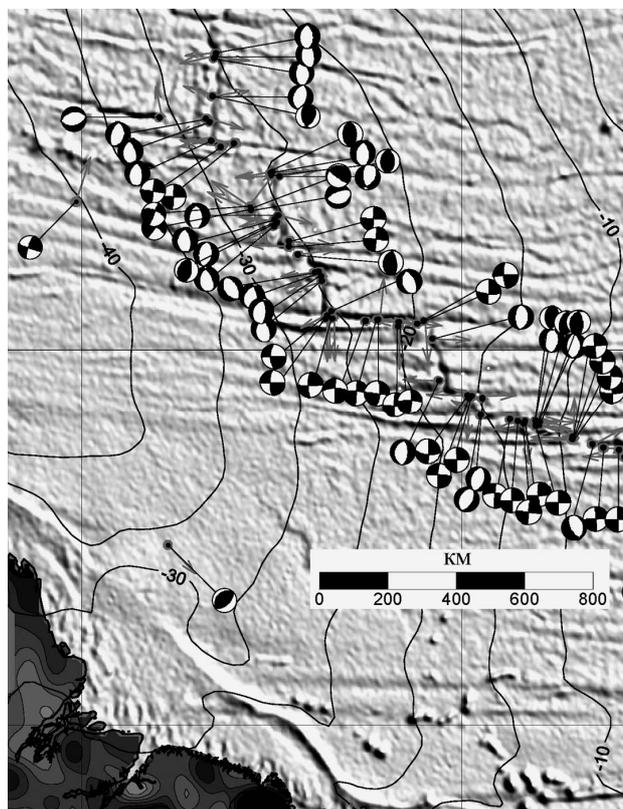


Рис. 1. Механизмы очагов землетрясения вдоль САХ от 7° до 17° сш по данным [1].

Рассмотрим в качестве примера механизмы в районе хребта Книповича (рис.2). Хорошо видно, что вдоль оси хребта «сбросы» ориентированы не перпендикулярно структуре, а под углом около 45°. Кроме того, имеется набор «взбросов», ориентированных вдоль линии, пересекающей хребет также под углом около 40°, но в северо-западном направлении. Подобная картина заметно отличается от фоновой в Атлантике. Вероятнее всего, она отображает не типичную для Атлантики обстановку растяжения, а систему макротрещиноватости, возникающей в сдвиговых зонах. Этот регион расположен между протяженными спрединговыми структурами хребтов Мона и Гаккеля, смещение между которыми составляет около 1100 км. Структуры хребта

Книповича и трога Лена являются трансфером между этими спрединговыми центрами, что и определяет геодинамическую обстановку в этой области.



Рис. 2. Сейсмические события с механизмами очага для района хребта Книповича (северная Атлантика).

Особый интерес представляет то, что многие авторы, пользующиеся каталогом Harvard CMT [1], в своих публикациях «вычищают» выборки из этой базы данных, удаляя события с неподходящими типами механизмов. Во многих публикациях, касающихся хребта Книповича, взбросовые типы, указывающие на локальное сжатие, не показаны вообще. Но поскольку каталог механизмов доступен в сети любому желающему, всегда существует возможность проверки представленной в публикациях картины. Концентрированность подобных отклонений в пространстве в ряде регионов заставляет рассмотреть распределение аномальных механизмов более внимательно. С этой целью была проведена «обратная» отбраковка механизмов землетрясений: из выборки на Атлантику были удалены все события, которыми обычно иллюстрируют классическую обстановку растяжения. Результат (без желобов) показан на рис.3 по данным [2] с изменениями. Там же даны линии разломной сети по интерпретации

данных спутниковой альтиметрии (до 65° сш).

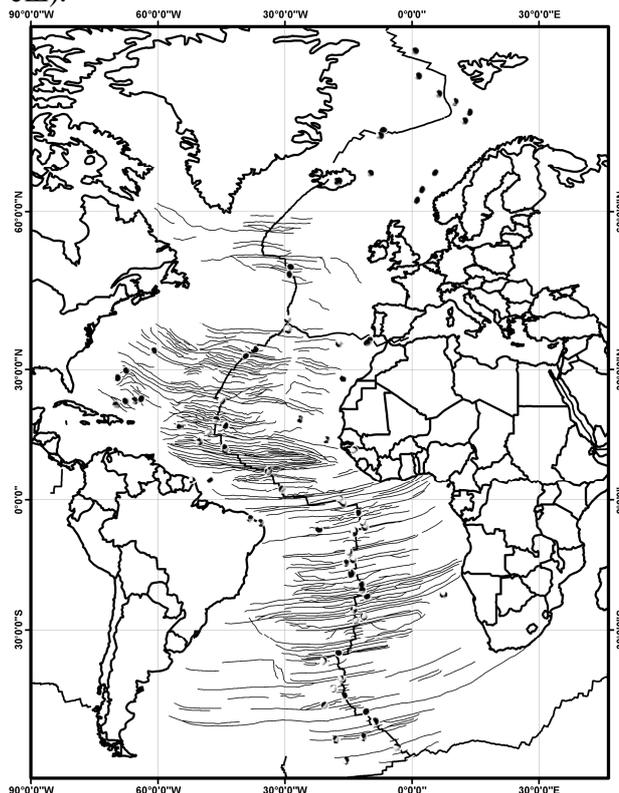


Рис. 3. Распределение аномальных механизмов и разломной сети по данным альтиметрии (до 65° сш).

Сравнение приведенных характеристик показывает следующее. Аномальные механизмы очагов не распределены в пространстве случайно. Их концентрация тяготеет к областям с повышенной плотностью разломных зон, особенно в экваториальном сегменте Атлантики. Кроме того, они ассоциированы с зонами активации напряжений и деформаций (ЗАНД)[3], которые выявлены в литосфере Атлантики по контрастному сочетанию максимумов аномалий Буге и минимумов изостатических аномалий, что обычно свойственно преддуговым областям, а также по повышенным значениям томографии по Р-волнам (район хребта Книповича), указывающим на позитивную тензочувствительность среды. Эти зоны по данным [4] сопряжены с наличием надвиговых структур, выявленных сейсморазведкой, и по данным [5] сопряжены с новейшими деформациями осадочного чехла, имеющими анизотропию структурной ориентации. Эти факты позволяют обоснованно говорить именно об активации напряжений

и деформаций (ЗАНД) на пространстве от САХ до континентального склона. Корреляция ЗАНД и очагов землетрясений с частотой трансформных разломов обнаруживает признаки совпадения, а также синхронизацию с увеличением суммарной длины трансформных разломов между окраинами океана.

Проведенное сравнение позволяет сделать вывод о том, что неотектоническая активность блоков литосферы Атлантики, включая САХ, активизируется вдоль субширотных зон с вектором движения блоков преимущественно субмеридиональным, о чем свидетельствуют структурные детали, полученные в маршрутных съемках. Это приводит к формированию зон сжатия и растяжения с аналогичной ориентацией осей напряжений и механизмами очагов с субмеридиональными векторами подвижек. Это видно по конфигурации областей с аномальными механизмами. Геодинамический фактор, ответственный за механизмы фонового типа, продолжает действовать, но к нему добавлено действие другого фактора, из-за которого появились аномальные механизмы очагов и другие явления, наложенные на фоновую картину. Таким образом, необходимо обнаружить дополнительный источник тектогенеза, наложение которого на фоновую систему сил, напряжений и деформаций могло бы объяснить наблюдаемую фактуру.

Таким дополнительным источником тектогенеза может быть субгоризонтальное действие растекающегося в верхах мантии вещества мегаплюмов: Африканского и отрогов Тихоокеанского. Особо подчеркнем что «растекание» плюмов по поверхности и их взаимодействие с плитами с одной стороны, и горизонтальные перемещения плит с другой, рассматриваются как независимые процессы. Для плюмовых процессов источник энергии очевиден, но для классических горизонтальных движений плит автором преимущественно рассматривается ротационный механизм, связанный с диссипацией энергии вращения Земли. Тем не менее, для наблюдаемых тектонических явлений могут быть оценены и другие факторы, как потенциальные участники тектогенеза.

Одним из наиболее интересных факторов является конфигурация поверхности геоида и ее возможные изменения в пространстве и времени. На рис.4 приведена карта высот геоида в метрах по данным [6]. Хорошо видно, что серия максимумов от Исландии до Юга Африки совпадает с известной конфигурацией Африканского мегаплюма. С ней же совпадает карта высот границы раздела ядро-мантия. Это говорит о том, что внешнее ядро, как одна из наиболее подвижных оболочек Земли, формирует выступы на своей внешней поверхности, с которых начинается подъем прогретого вещества мегаплюмов и над которыми образуются положительные выступы эквипотенциальной поверхности – геоида. Поскольку подвижность внешнего ядра как генератора магнитного поля Земли не вызывает сомнений, любые изменения его конфигурации будут отслеживаться в форме геоида, реагирующего на изменения наиболее плотных гравитирующих масс. В наиболее контрастных градиентных зонах геоида должна возникать тектоническая активизация, совпадающая с их положением.

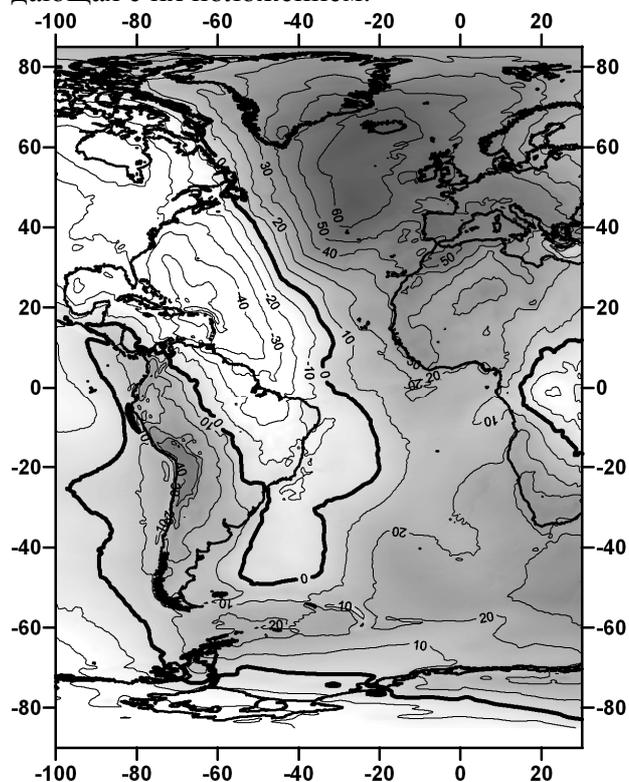


Рис. 4. Поверхность геоида в Атлантическом океане по данным [6].

Сравнение рисунков 3 и 4 показывает, что рассматриваемые автором геодинамические маркеры ложатся в пространстве приблизительно вдоль нулевой изогипсы высот геоида. Особенно интересно совпадение маркеров с северо-западным отклонением этой изогипсы в экваториальной Атлантике. Адаптация формы поверхности Земли может вызвать дополнительные подлитосферные течения, которые и приводят к формированию аномалий в анализируемых параметрах.

Литература

1. Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. June 2007.
<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
2. Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. -М.: ГЕОС, 2009. С. 153-155.
3. Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений вдоль Срединно-Атлантического хребта и их геодинамическая интерпретация // Russian-RIDGE VI. Сборник тезисов. ВНИИОкеанология. Санкт-Петербург. 6-7 июнь 2009. Р. 33-34.
4. Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговые обстановки на его восточном фланге // Вестник МГУ. Геология. 2007. №6.
5. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)
6. Lemoine F.G. et al. The Development of the NASA GSFC and DMA Joint Geopotential Model. International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeoMar96). Univ. of Tokyo. Tokyo. Japan. Sept. 30 - Oct. 5. 1996. Geoid Undulation Grid from EGM96. NASA-NIMA. 1996.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Соловьев А.В.^а, Рожкова Д.В.^а, Акинин В.В.^б, Хисамутдинова А.И.^а

^аУчреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(solov@ilran.ru)

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

Введение

В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями [2, 5]. Фундамент Западно-Камчатского прогиба сложен юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями, имеющими покровно-складчатую структуру [3, 4]. Реконструкция источников сноса для палеогеновых терригенных отложений Западной Камчатки важна как для построения палеогеографических моделей и расшифровки ранних стадий эволюции Охотского моря, так и в связи с потенциальной нефтегазоносностью региона.

Для реконструкций возраста и состава источников сноса терригенного материала в последние годы активно применяется обломочный циркон. Циркон – минерал, широко распространенный в терригенных породах и весьма устойчивый к выветриванию и разрушению. Современные прецизионные геохронологические методы, такие как U/Pb SHRIMP, U/Pb LA-ICPMS и трековый, позволяют датировать единичные зерна обломочных цирконов и делать выводы о возрасте комплексов питающей провинции. Морфология цирконов несет важную информацию об источниках сноса [13], а типоморфизм цирконов [10, 8] позволяет определить физико-химические условия (температура, давление, агпаитность) образования размываемых комплексов. Сопоставление возраста и морфологии обломочных цирконов является мощным инструментом для изучения питающих провинций и тестирования региональных палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций.

Объект исследований

Среднеэоценовые терригенные отложения снатольской свиты с резким угловым несогласием [3] залегают на юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексах аккреционной призмы Евразийской континентальной окраины и на кремнисто-вулканогенных образованиях окраинного моря и Олюторской островной дуги [4, 6]. Накопление снатольской свиты началось после эоценовой коллизии Олюторской островной дуги с окраиной Евразии [6, 9]. В основании снатольской свиты залегают базальные конгломераты [7], вверх по разрезу сменяющиеся песчаниками. По составу песчаники снатольской свиты фациально изменчивы и относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам [7].

Для изучения обломочных цирконов и минералов тяжелой фракции отобраны песчаники из нижних частей разреза Западно-Камчатского прогиба, относимых к снатольской свите и свите мыса Зубчатого [3] (рис. 1, табл. 1).

Методы исследования

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Из проб после дробления, промывки, разделения и доводки концентрата в бромформе были выделены монофракции циркона.

Широкая изменчивость кристалло-морфологических особенностей циркона обуславливает его высокую петрологическую информативность. Одним из самых широко применяемых и признанных является метод, предложенный Дж.П. Пупином (1980) [10], который увязывает морфологию зёрен циркона с

термобарическими и кислотно-щелочными условиями образования гранитоидов. Принадлежность зёрен циркона к определенной морфологической группе является характерным признаком для разделения S- и I- типов гранитов [8].

Учитывая, что основным поставщиком цирконов в осадочные породы являются гранитоиды, выдвинуто предположение о том, что дать непосредственную характеристику источника сноса можно при проведении анализа обломочных цирконов [8].

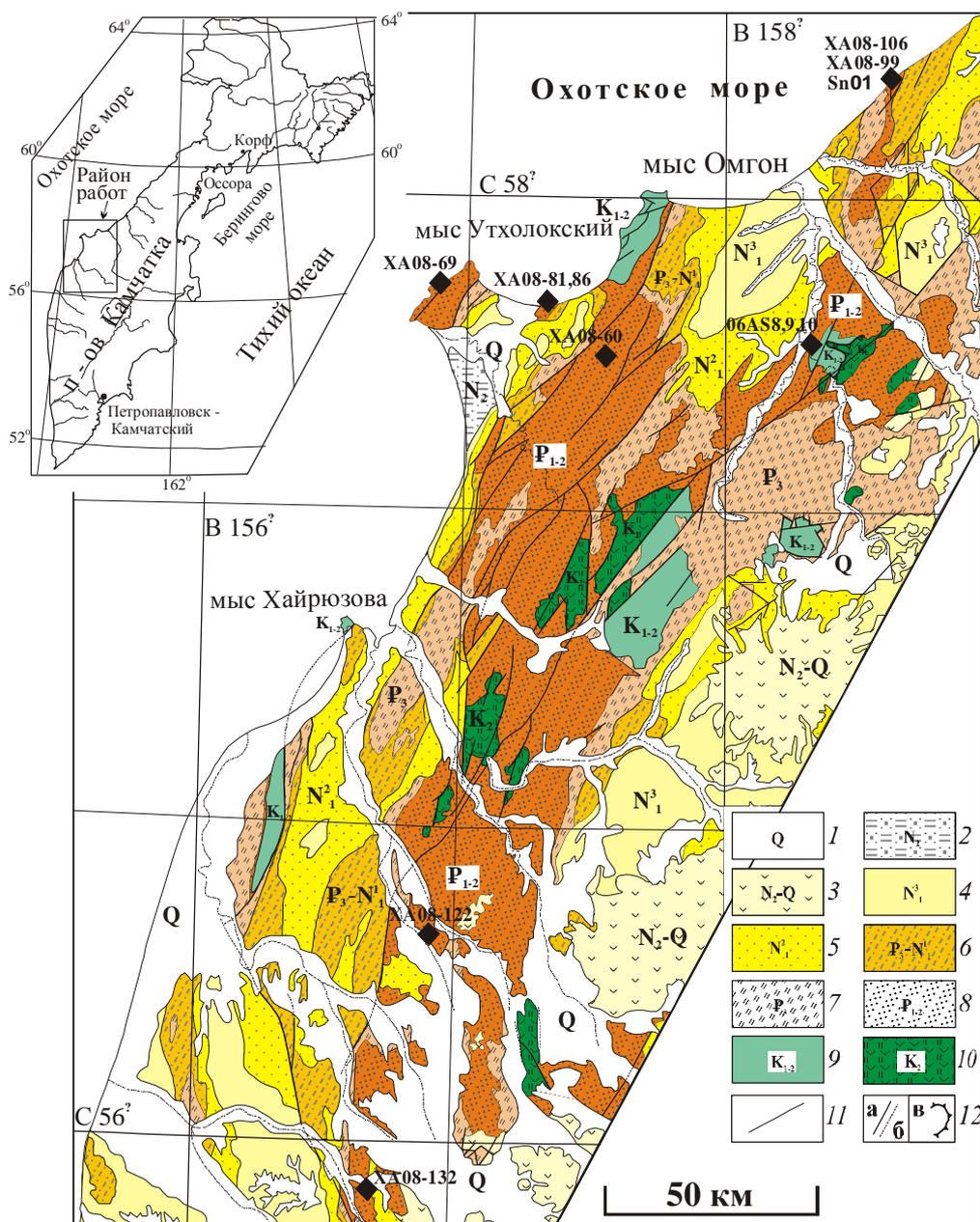


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [5]. 1-8 – отложения Западно-Камчатского прогиба: 1 – четвертичные; 2 – N_2 (энемтенская свита); 3 – N_2-Q , вулканогенные; 4 – N_1^3 (здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); 5 – N_1^2 (ильинская и какертская свиты); 6 – $P_3-N_1^1$ (вивентекская и кулувенская свиты); 7 – P_3 (аманинская, гахкинская и утлохская свиты); 8 – P_{1-2} (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); 9-10 – фундамент прогиба: 9 – K_{1-2} – флишиоидные отложения автохтона (тальническая, майнацкая, кунунская свиты); 10 – K_2 – кремнисто-вулканогенные отложения аллохтона (ирунейская свита); 11 – стратиграфические контакты; 12 – разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в – надвиг). Ромбами показаны изученные пробы.

Результаты

По 100 зерен обломочных цирконов из образцов SN-01 и AS-06-10 были датированы методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в Университете штата Аризона (Тусан, США).

Для анализа морфологии исследовалась фракция размерностью -0,07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. Для удобства подсчёта исходная классификация цирконов по [10] модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения, каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации [10].

В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых можно выделить различные морфологические типы. Содержание малиновых зерен крайне мало, поэтому подсчёты проводились только по бесцветным зернам.

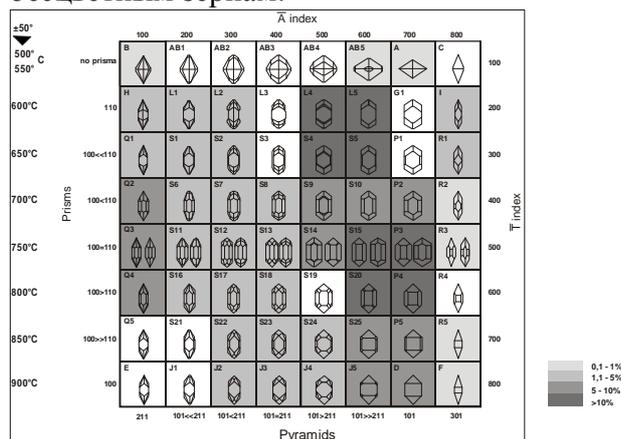


Рис. 2. Содержание цирконов различных морфологических типов в пробе SN-01.

Так как исследовались зерна из обломочных пород, необходимо отметить, что содержание зёрен, пригодных для проведения подсчёта (неокатанных)

составило в среднем по всем пробам около 35%, полуокатанных зёрен около 45%, окатанных зёрен около 20%.

Подсчёт производился по 100-250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате проведенных исследований было выделено пять морфологических типов цирконов, преобладающих в пробах: H, L4, S9, S15, S25, содержание цирконов остальных морфологических типов крайне незначительно (рис. 2, Табл. 1).

Таблица 1. Содержание цирконов различных морфологических типов в пробах (%) песчаников Западной Камчатки

Номер образца	Координаты пробы	Морфологический тип				
		H	L4	S9	S15	S25
То-чилинский разрез (снатольская свита)						
XA-08-106	58°16'53" 158°42'30"	7	27	14	17	13
XA-08-99	58°16'42" 158°42'16"	4,9	22,1	19,7	20,5	5,7
SN-01	58°16'40" 158°42'07"	3,9	21,6	9,2	22,9	7,8
Мыс Зубчатый (свита мыса Зубчатого)						
XA-08-69	57°47'44" 156°51'57"	16, 9	14,3	22,3	10,7	14,3
Увучинский разрез (снатольская)						
XA-08-81	57°46'03" 157°19'20"	5,6	23,6	36,1	16,7	6,9
XA-08-86	57°46'06" 157°19'51"	7,3	25,2	14,6	17,2	9,3
р. Рассошина (снатольская)						
AS-06-10	57°41'27" 158°19'44"	6,1	18,9	15,2	13,4	4,3
AS-06-09	57°41'26" 158°19'48"	17, 9	23,2	17,9	8,9	8,9
AS-06-08	57°41'25" 158°19'51"	16	20	13	12	17
р. Рассошина (юг) (снатольская)						
XA-08-132	55°54'10" 156°42'11"	2,6	11,5	44,9	15,4	15,4
р. Белоголовая (снатольская)						
XA-08-122	56°26'27" 156°51'28"	10	21,7	21,7	18,3	16,7

Цирконы морфологического типа H характеризуют высокоглиноземистые мусковитсодержащие граниты S-типа; цирконы морфологического типа L4 характерны для гибридных (контаминированных) монцонитов и щелочных гранитов; цирконы морфологического типа S9 и S15 типичны для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов I-типа, включая известково-щелочные надсубдукционные; цирконы морфологического типа S25 характерны для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов I-типа [8].

Датирование обломочных цирконов методом лазерной абляции показало присутствие широкого спектра возрастов (рис. 3). Для сравнения на графике приведены данные по обломочным цирконам из палеогеновых терригенных отложений укэляятского флиша [9] и из современных песков реки Амур [12]. Во всех образцах из Охотоморского региона присутствуют единичные зерна архейских цирконов, а зерна с возрастaми 2.0-1.8 млрд. лет образуют значительный пик (14-24 %), только в осадках реки Амур этот пик выражен хуже (8%). Раннепротерозойские цирконы, по-видимому, связаны с Сибирским кратоном или с блоками связанными с Сибирью (Авековский, Охотский, Омолонский), для которых известен пик магматической активности около 1.9 млрд. лет (например, [11]). Современные исследования указывают на глобальный эпизод формирования континентальной коры 2.0-1.8 млрд. лет назад, в результате которого сформировался суперконтинент Коламбия [12]. Палеозойские цирконы не присутствуют в значимых количествах. Цирконы мезозойских возрастов (~250-45 млн. лет) встречаются в наиболее значимых количествах (~52-74%). Цирконы древнее 110 млн. лет присутствуют в большом объеме только в отложениях Амура (~47%), а в остальных образцах имеют гораздо меньшее значение (~10-25% возрастов ~250-110 млн. лет). Наиболее значимым является пик, близкий по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] – 106-77 млн. лет (рис. 4). Более молодые цирконы в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны (рис. 4) и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса [3]. Четкий раннеэоценовый пик проявлен только в песчаниках укэляятского флиша.

Выводы

1. На основании анализа морфологии цирконов можно сделать следующий вывод: в источниках сноса изучаемой территории преобладают субщелочные (известково-

щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. Этот вывод согласуется с результатами датирования обломочных цирконов, основным источником которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения [1].

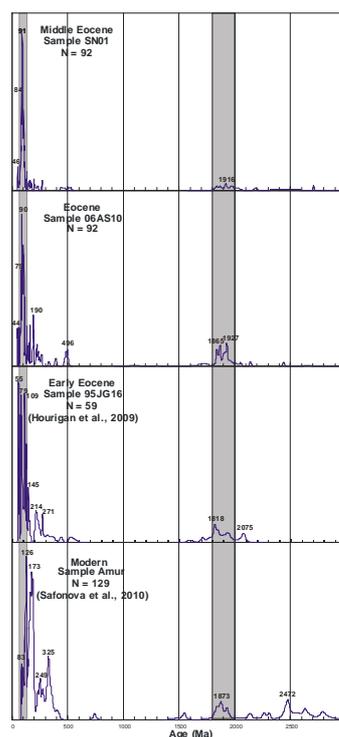


Рис. 3. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-3500 млн. лет.

2. Присутствие в тяжелой фракции рутила, черной шпинели, анатаза, пироксена может свидетельствовать о разрушении пород основного состава, причем преобладание этих минералов свидетельствует о значительном влиянии источника. Так же по присутствию циркона и апатита можно предполагать существование гранитоидов в области размыва. Незначительное количество граната, скорее всего, указывает на присутствие высоко глиноземистых гранитоидов, либо метаморфических пород.

3. Снос терригенного материала происходил с севера и северо-востока. Значительное влияние на систему

осадконакопления в эоцене оказывал разрыв Охотско-Чукотского пояса, причем продольный структурный перенос превалировал над сносом поперечным основному простиранию структур. Таким образом, можно предполагать, что речная система Палео-Пенжины существовала уже в эоцене, а, возможно, и в еще более раннее время после формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

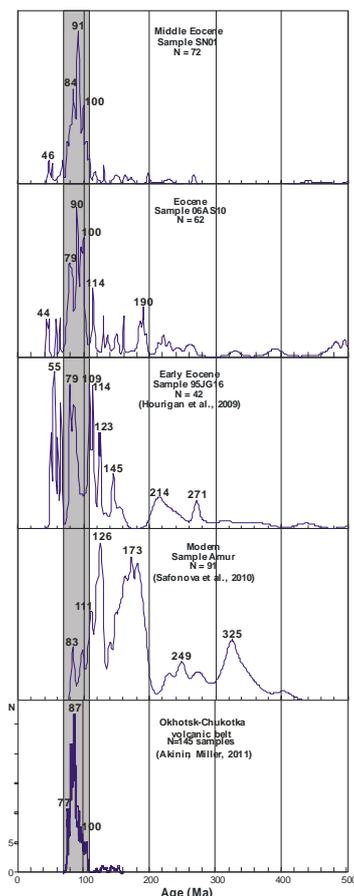


Рис. 4. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-500 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН (Д.В.Рожкова).

Литература

1. В.В. Акинин, Э.Л. Миллер Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, в печати.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть

1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
3. Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
4. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
5. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс. 1999.
6. А.В. Соловьев Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
7. А.И. Хисамутдинова, А.В. Соловьев, Ю.В. Куцева Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы нефтегазоносности // Современное состояние наук о Земле. 2011. (данный сборник).
8. Е.А. Belousova, W.L. Griffin, S.Y. O'Reily Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // Journal of Petrology, 2006, V. 47, № 2, p. 329–353.
9. J.K. Hourigan, M.T. Brandon, A.V. Soloviev et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science, V. 309, 2009, pp. 333-396.
10. J.P. Pupin Zircon and granite petrology // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1980, V. 73, p. 207-220.
11. O.M. Rosen, Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Russian Journal of Earth Sciences, 2002, Vol. 4, p. 103–119.
12. I. Safonova, S. Maruyama, T. Hirata et al. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // Journal of Geodynamics, 2010, Vol. 50, p. 134-153.
13. Zircon. Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin // Review in Mineralogy and Geochemistry, 2003. p. 500.

ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: РЕВИЗИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СЛЕДСТВИЯ

Сомин М.Л.

Институт физики Земли им. О.Шмидта РАН, Москва.
(somin@ifz.ru)

Большой Кавказ в силу его прекрасной обнаженности, разнообразия геологических формаций, структур и полноты геологической летописи считают природной тектонической лабораторией нашей страны и обстоятельно исследованной областью. Однако в действительности многие важные аспекты геологии этой территории дискуссионны. Это касается как собственно альпийского Б. Кавказа, так и его доальпийского (доюрского) основания. Ревизия традиционных представлений о строении последнего была начата еще в начале 1960-годов, когда было установлено [4], что в осевой полосе Южного склона Большого Кавказа, в Сванетском хребте под трансгрессивным лейасом находится непрерывный разрез морских отложений от девона до триаса. Иначе говоря, в этом Сванетском домене нет проявлений варисцидских тектонических событий. Вместе с тем рядом, в нескольких сотнях метров севернее, за Главным Кавказским разломом, выступают совершенно иные, высокометаморфизованные породы и граниты, перекрытые верхнепалеозойской молассой. Она же севернее, в Передовом хребте, несогласно ложится на вулканогенно-осадочные толщи девона и нижнего карбона. Таким образом, здесь мы видим типичную область варисцидского тектогенеза. Сближенность среднепалеозойских отложений Сванетского домена с гнейсами Главного хребта, а в Передовом хребте залегание слабометаморфизованных отложений девона непосредственно на гнейсах, естественно, приводили к мысли о древнем, вероятно, докембрийском возрасте метаморфических пород Северо-Кавказского домена. Эти метаморфические породы к тому же считались многими авторами примерно одинаковыми по возрасту и происхождению на всем

Б.Кавказе. Наши исследования, однако, показали, что гранитно-метаморфическое основание (кристаллиникум) Северо-Кавказского домена очень разнородно, а возраст его совсем не тот, который ему традиционно приписывался. Так, на юго-западе Главного хребта обособляется *Перевальная зона* с линейными тесно сжатыми структурами. Она сложена существенно мафическими энсиматическими низкобарическими метаморфитами и натровыми ортогнейсами лабинского и буульгенского комплексов. В лабинском комплексе Ю.Я. Потапенко найдены среднепалеозойские криноидеи. Этот факт длительное время считали неким курьезом, не имеющим отношения к остальной части кристаллиникума. Но позже нам удалось определить возраст исходных пород уже и буульгенского комплекса с помощью U-Pb традиционного, SHRIMP-метода и лазерной абляции по цирконам из ортогнейсов и по детритовым цирконам из парагнейсов. Он оказался девон-раннекаменноугольным, а возраст метаморфизма - позднепалеозойским [6,7]. Упомянутые комплексы тектонически сочленены с расположенным севернее кристаллиникумом *Эльбрусской зоны*. Это типично энсиалические гнейс-мигматитовые и гнейс-сланцевые толщи с уровнем метаморфизма до высокотемпературной амфиболитовой фации, замещенные обильными гранитами S-типа. Высокий уровень их метаморфизма, а также ошибочная интерпретация первых результатов изотопного датирования стали основанием для вывода о протерозойском возрасте этих толщ. Однако датирование магматических цирконов из ортогнейсов и ортоамфиболитов и детритовых цирконов из метапелитов (всего 8 проб), а также Rb-Sr изохронное датирование [6,7] однозначно

показали, что возраст исходных пород отвечает интервалу ордовик- девон, а пик регионального метаморфизма по цирконам из мигматитов определен как начало позднего палеозоя, 321-307 Ма [7]. Возраст основной массы S-гранитов находится в этих же возрастных рамках, т. е. метаморфизм и гранитообразование субсинхронны и, очевидно, генетически связаны. Таким образом, комплексы Эльбрусской зоны типично варисцийские. В расположенной севернее *зоне Передового хребта* ниже субплатформенного мезозоя и верхнепалеозойских моласс находится колонна тектонических покровов, подстилаемая девон-нижнекаменноугольной островодужной серией, которая в свою очередь перекрывает кристалликум – Блыбский комплекс. В силу такого структурного положения последний считался додевонским фундаментом [1,2] или же инфраструктурой островодужных толщ (глубоко преобразованной нижней частью их разреза). Однако признаков стратиграфических соотношений этих комплексов не удалось обнаружить, а постепенные переходы между ними невозможны, поскольку кристалликум – это когерентный комплекс высокобарического, субдукционного типа, тогда как островодужный метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации низкого давления. Вдоль контакта комплексов развиты бластомилониты. Датирование по циркону (6 проб) показало, что ортопороды Блыбского комплекса не древнее 400 Ма (начало среднего девона), а их метаморфизм происходил в конце раннего карбона. Из этих данных следует, что Блыбский комплекс и толщи островной дуги в значительной мере одновозрастны, т.е. они тектонически совмещены при горизонтальных перемещениях большой амплитуды. Иначе говоря, островодужный комплекс – это аллохтон, как и лежащие выше офиолиты. Корневую зону этих аллохтонных масс, вероятно, составляет упоминавшийся выше лабинский комплекс, поскольку его верхняя часть литологически очень похожа на девон Передового хребта.

Наиболее северный компонент доальпийского основания Большого Кавказа – это *Бечасынская зона*, в которой обнажаются метаморфические толщи бечасынского комплекса, трансгрессивно перекрытые осадками силура и девона. Бечасынский комплекс до последнего времени считался среднерифейским, однако критический анализ приводившихся аргументов и, главное, датирование цирконов из его орто- и парапород показало, что преобладающая часть этого комплекса имеет нижнепалеозойский (кембрий-ордовикский) возраст, а нижняя часть трансгрессивного чехла (урлешская свита) скорее всего относится к верхнему ордовику-нижнему силуру [7].

Таким образом, кристалликум Большого Кавказа намного моложе, чем принято считать. Комплексы, входящие в его состав, имеют разную природу – как энсиалическую, так и энсиматическую – и формировались при резко различных термобарических условиях. Взаимопереходы между комплексами отсутствуют. В доверхнепалеозойской структуре Б.Кавказа развиты крупноамплитудные покровы и, вероятно, большие сдвиги. Следовательно, кристалликум этой области в целом имеет коллажно-террейновую структуру. Все это свидетельствует об очень большом сокращении литосферы при формировании доальпийской структуры и проявлении в палеозое на территории Большого Кавказа субдукционных процессов.

Иная картина вырисовывается на **альпийском Б.Кавказе**. Генезис его структуры до последнего времени интерпретируется существенно по-разному. В противоположность точке зрения школы В.В.Белюсова [8], которая трактовала эту структуру как совокупность складчатых форм, сформировавшихся под влиянием процессов глубинного диапиризма, адвекционных процессов в чехле или увеличения объема последнего в связи с поступлением в него некоего материала, сторонники мобилизма постулировали ведущую роль горизонтального сжатия и подвигания Закавказского массива и зоны

Южного склона под область Главного хребта. Крайним выражением такого подхода стали работы [1], декларировавшие существование огромного по амплитуде (более 100 км) позднеальпийского Главного надвига, захватившего комплексы всего Главного Кавказского хребта и более северных зон. Однако обе эти точки зрения противоречат геологическим данным. Одним из главных упущений школы В.В. Белоусова было игнорирование того факта, что в структуры горизонтального сжатия на Б.Кавказе вовлечены не только толщи чехла, но и фундамента [5]. Следовательно, деформации чехла совсем не автономны. Деформировалась кора в целом: и фундамент, и чехол испытывали общие тангенциальные нагрузки. А если бы происходила какая-то значительная миграция вещества из глубинных горизонтов в чехол, то это должно было как-то отразиться на составе пород фундамента, чего мы не видим. Вовлечение фундамента в совместные с чехлом деформации горизонтального сжатия имеет значительный масштаб. Формы такого вовлечения, зависящие от ряда факторов (в значительной мере от состава и текстуры фундамента, степени его гомогенности и др.), были рассмотрены в ряде публикаций [5,7]. Из наших данных следует, что рельеф поверхности фундамента в пределах зоны альпийской складчатости тектонически сильно расчленен, имеет фестончато-гребневидную форму с вертикальной амплитудой структур свыше 5 км. При этом выступы фундамента обычно имеют субвертикальное положение. Сложность деформаций чехла в существенной степени зависит от близости фундамента. В кровле его выступов эти деформации минимальны, а между выступами чехол предельно сжат. Эти данные (относящиеся к северной части зоны Южного склона и прилегающей части Главного хребта), во-первых, однозначно указывают на отсутствие регионального срыва в основании чехла, во-вторых, на решающий вклад общего сжатия в формирование альпийской структуры Б.Кавказа и, в третьих, на отсутствие субдукции южных зон под зону Главного

хребта. Что касается так называемого Главного Кавказского надвига, то можно утверждать, что он не существует. Среди многих доказательств этого тезиса самые главные - присутствие у границы с фундаментом в области «надвига» базальных слоев чехла и тесная приуроченность к зоне «надвига» корово-мантийных интрузивов среднеюрского возраста, местами его залечивающих. Наши данные, таким образом, показывают, что фиксированные модели не объясняют происхождения альпийской складчатости, а ультранаппистская модель также противоречит многим фактам. Как же могла сформироваться альпийская складчатость? Гипотетический сценарий этого процесса должен учитывать не только вовлечение в складкообразование фундамента, но и отсутствие существенного роста рельефа непосредственно после складчатости. Эволюция началась в начале юры с растяжения коры в рифтовом бассейне, с создания зоны утоненной, сильно ослабленной коры, которая легко среагировала на импульс коллизионного сжатия перед поздней юрой. Быстрое сжатие могло привести к быстрому же фазовому переходу в нижней части относительно холодного глубокого «киля» нижней коры, в составе которого могли присутствовать габброиды, трансформировавшиеся в эклогиты. Современные данные показывают, что эклогитообразование может происходить очень быстро, в период менее 1 млн. лет, что вполне соответствует скорости деформаций. Сверхплотный эклогитовый «корень», дополняющий эффект изостазии, затягивает вниз коровый материал, препятствуя росту рельефа на поверхности. Отрыв плотного «корня», его погружение в астеносферу и удаление астеносферными течениями (известная модель деламинации) приводит к росту рельефа и тектонической инверсии. Вместе с тем геологические данные указывают на относительно небольшую величину горизонтального сокращения коры Большого Кавказа. Предлагаемая в последнее время трактовка этой области как сооружения

аккреционного типа представляется сомнительной. Действительно, мезозойские комплексы Б.Кавказа сохранили признаки взаимопереходов, хотя и сильно затушеванных последующими деформациями. Так, показано [3], что стратиграфические подразделения нижней-средней юры трассируются через весь Большой Кавказ. Подчеркнем также, что здесь среди мезозойских разрезов нет никаких экзотических террейнов и нет ни одного выхода серпентинита. Ни в мезозойской, ни в современной структуре Большого Кавказа мы не видим свидетельств субдукции. Геофизические данные на этот счет весьма неоднозначны. А без субдукции настоящая аккреция невозможна. С этой особенностью альпийского Большого Кавказа – ограниченностью сокращения и отсутствием субдукции – очевидно, связана и другая особенность этого региона – отсутствие альпийского регионального метаморфизма и почти полное отсутствие собственно альпийских гранитоидов. Поэтому, как кажется, выявляется прямая зависимость между величиной сокращения и проявлением такой эндогенной активности. Это становится особенно очевидным, если мы сравним альпийский Большой Кавказ с доальпийским, а также с альпийскими покровно-складчатыми системами Альп, Карпат, Эллинид, Камчатки или Кубы, в осевых зонах которых широко проявился молодой интенсивный региональный метаморфизм и субсинхронное гранитообразование. Альпийский же Большой Кавказ в этом отношении аналогичен Верхоянской складчатой системе, Пиренеям или Загросу, где нет признаков ни субдукции, ни большого сокращения. Присутствие молодых осевых метаморфических зон, таким образом, является признаком, указывающим на определенный стиль структуры складчатого сооружения и специфику его эволюции.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-00036-а.

Литература

1. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука. 1990. С.196-214.
2. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Большого Кавказа // М.: Научный мир. 2005. 458 с.
3. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С.39-110.
4. Славин В.И., Сомин М.Л., Моргунов Ю.Г. Доюрские отложения Сванетии // Геология Центрального и Западного Кавказа. Гостоптехиздат 1962. С.315-335.
5. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т.375. №5. С.662-665.
6. Сомин М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С.15-38.
7. Сомин М.Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы // Диссертация в форме научного доклада. М.: ИФЗ РАН 2007. 56 с.
8. Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа // М.: Наука. 1993. 192 с.

ОЦЕНКА ЖЕСТКОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Спивак А.А.

Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН,
г.Москва, (spivak@idg.chph.ras.ru)

Характер и режимы геодинамических процессов, протекающих в земной коре, во многом определяются тектоникой исследуемого участка, а также свойствами нарушений сплошности среды, которые представлены разломами и трещинами разного масштабного уровня.

Среди параметров, характеризующих разломные зоны земной коры как механические системы, особо следует выделить механическую жесткость, величина которой определяет не только степень локализации деформаций в земной коре при внешних воздействиях естественного и техногенного происхождения, но также – закономерности преобразования вещества-заполнителя разломных зон. Жесткость различных участков разломных зон в известной мере отражает их современную активность, особенности внутреннего строения, отклик земной коры на внешние возмущения естественного и техногенного происхождения, а также интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора-атмосфера [5,8,9,10].

Величина жесткости определяется двумя параметрами: коэффициентами нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости, причем

$$k_n = \frac{d\sigma_n}{dw_n} \text{ и } k_s = \frac{d\tau}{dw_s},$$

где σ_n и τ - соответственно нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие на берегах тектонического нарушения; w_n и w_s - соответственно относительное нормальное и сдвиговое перемещение берегов.

В отличие от других параметров, характеризующих разрывные нарушения земной коры, величины k_n и k_s достаточно достоверно оцениваются на основе анализа нелинейных эффектов при распространении сейсмических волн через

разломы [1,4,7], что делает жесткость удобным параметром при описании изменений внутренней структуры и закономерностей деформирования разломов и, более того, временных вариаций указанных характеристик. Легко показать, что распространение сейсмических волн через структурное нарушение, заполненное более слабым по сравнению с окружающей средой материалом, характеризуется практически скачкообразным уменьшением амплитуды сигнала (результаты наблюдений это хорошо подтверждают [2,3,6]). При этом для оценок допустимо пользоваться зависимостями [4]:

$$k_n = \frac{\rho r C_p}{T_p \sqrt{K_0^2 - 1}} ; k_s = \frac{\rho r C_s}{T_s \sqrt{K_0^2 - 1}},$$

где ρ , C_p и C_s – соответственно плотность среды, скорость распространения продольных и поперечных волн; T_p и T_s – периоды соответствующих волн; K_0 – отношение максимальных амплитуд скоростей смещения в сейсмической волне до и после нарушения.

Следует отметить, что использованный в настоящей работе сейсмический метод оценки жесткости разломных зон хорошо зарекомендовал себя при определении коэффициента нормальной жесткости k_n . Сложности с определением коэффициента сдвиговой жесткости k_s связаны с тем, что в известных случаях амплитуда поперечной сейсмической волны не уменьшается, а напротив – имеет тенденцию к увеличению при распространении через разломную зону. Это явление хорошо известно [2] и связано с частичным сбросом запасенной в среде тектонической энергии, когда сейсмическое воздействие выступает в роли триггера

дополнительных дифференциальных подвижек берегов разлома.

Результаты анализа полученных в настоящей работе экспериментальных данных представлены на рис.1 соответственно в виде коэффициентов нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости тектонических структур разной протяженности. Полученные зависимости с достаточной для практических оценок точностью описываются соотношениями

$$k_n = \frac{3}{L^{-0,55}} \text{ МПа/мм},$$

$$k_s = \frac{0,35}{L^{-0,35}} \text{ МПа/мм},$$

(1)

где L – протяженность разломной зоны в км.

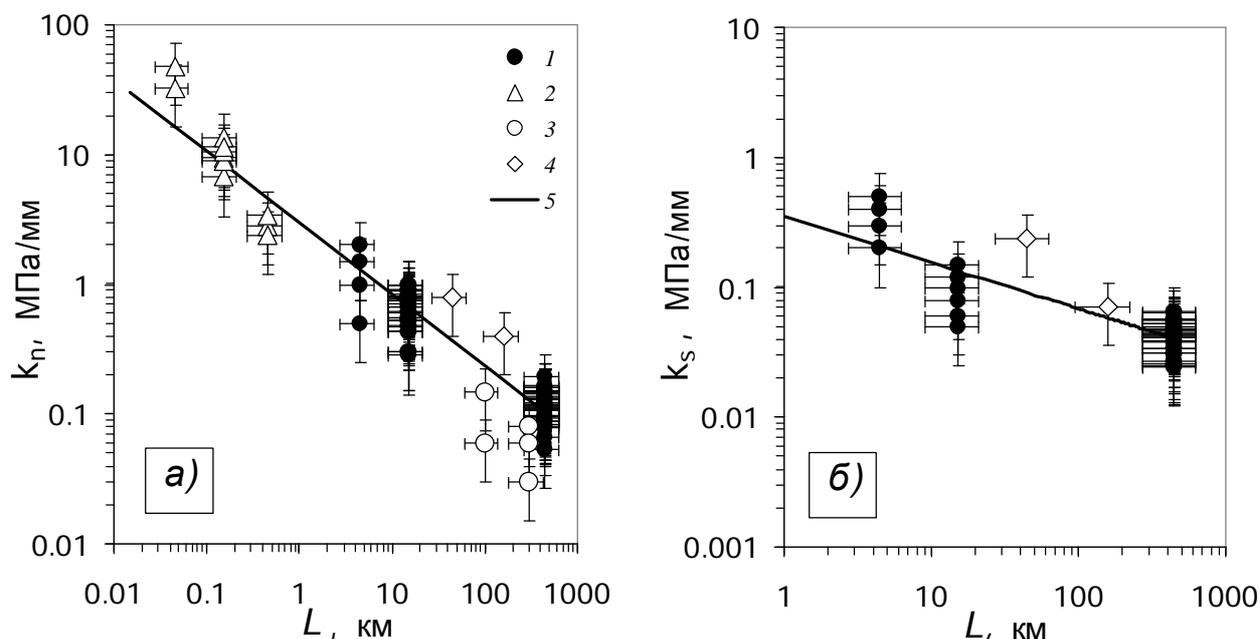


Рис.1. Коэффициент нормальной (а) и сдвиговой (б) жесткости разломных зон в зависимости от их протяженности L ;
Тектонические структуры 1 – Московской синеклизы [7], 2 – горного массива Дегелен [1,4], 3 – территории Семипалатинского испытательного полигона [2,3], 4 – Воронежского кристаллического массива [6];
5 – расчет по формулам (1);

вертикальные черточки – среднеквадратические отклонения; горизонтальные – интервал неопределенности установления протяженности разломных зон

Анализ данных свидетельствует, в частности, об изменениях коэффициентов жесткости разломных зон со временем. Причем, эти изменения носят периодический характер. Именно наличием временных вариаций можно объяснить достаточно большой разброс полученных значений коэффициентов жесткости на рис.1.

Величины параметров жесткости k_n и k_s для наиболее детально исследованной Нелидово-Рязанской тектонической структуры представлены на рис.2 и рис.3 со временем [7,8]. Приведенные данные демонстрируют хорошо выраженные временные вариации жесткости разломных зон. Причем, основные периоды вариаций жесткости составляют около 13-15 сут, 27-32 сут и около 1 года.

Также как и в случае геофизических полей [8] двухнедельные и околосесячные вариации жесткости разломных зон, по всей видимости, связаны с соответствующими вариациями приливной силы. В данном случае представляется естественным предполагать, что

вызываемое приливной деформацией преобразование вещества разломных зон приводит также к изменениям механических характеристик разломов, в частности, тех, которые определяют их жесткость.

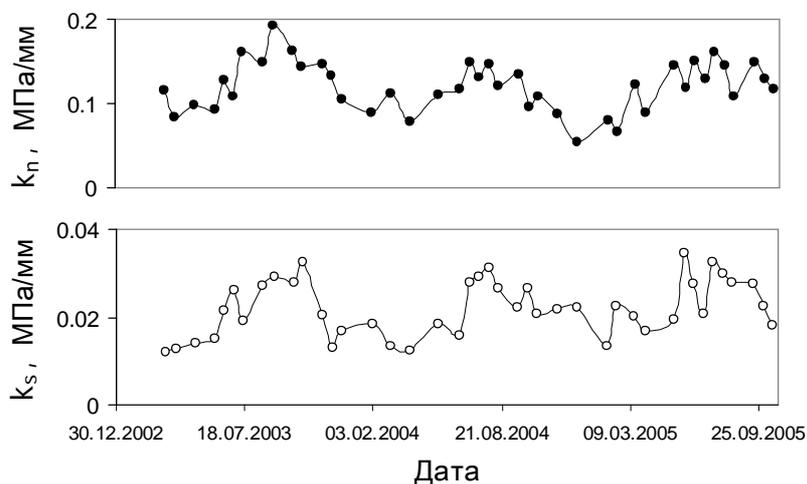


Рис.2. Временные вариации коэффициентов жесткости k_n и k_s Приокского участка Нелидово-Рязанской тектонической структуры

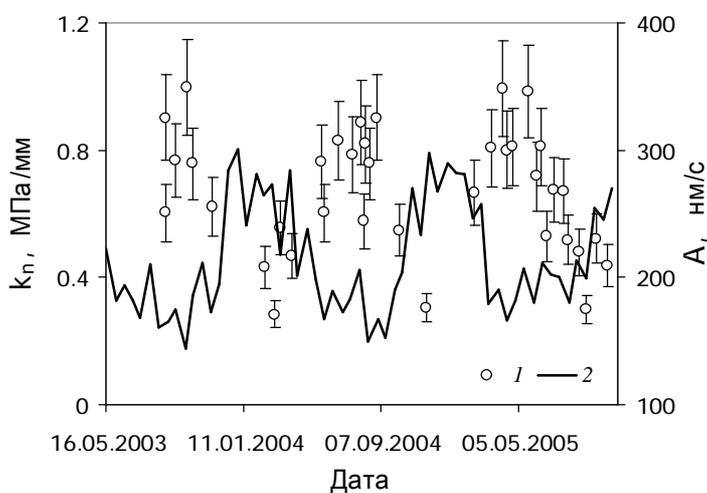


Рис.3. Временные вариации коэффициента нормальной жесткости (1) разрывных нарушений II порядка относительно Нелидово-Рязанской тектонической структуры и среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A (2)

Причина сезонных вариаций жесткости в настоящее время остается неясной. Это может быть связано как с длиннопериодными волнами деформации земной коры, так и с влиянием на вещество разломных зон

микросейсмического поля, среднеквадратическая амплитуда которого характеризуется годовой периодичностью. Здесь следует отметить значимую корреляцию между коэффициентами жесткости тектонических структур с

амплитудными вариациями длиннопериодной составляющей микросейсмического фона [7].

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о том, что тектонические нарушения земной коры не статичны и представляют собой динамические системы, что проявляется, в частности, в изменчивости их жесткости со временем. Величина жесткости разломных зон характеризуются достаточно сильной временной изменчивостью периодического характера (периоды 13-15 сут, 27-32 сут и около 1 года). Причем, коэффициенты как нормальной k_n , так и сдвиговой k_s жесткости разломных зон разного ранга могут изменяться соответственно в 1,3 (двухнедельные вариации), 1,5 (месячные вариации) и 2,5 раза (годовые вариации). Это означает, что при оценках геодинамической активности локальных участков земной коры, содержащих тектонические структуры, необходимо учитывать не только абсолютные значения, но также временные вариации механических параметров присутствующих разломных зон.

Литература

1. Адушкин В.В., Спивак А.А., Спунгин В.Г., Каазик П.Б. Оценка характеристик структурных нарушений на основе сейсмопрофилирования. М.: ИФЗ РАН, 1991. 86 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А., Куликов В.И. Влияние структурно-тектонического строения геофизической среды на сейсмические эффекты подземного ядерного взрыва// Физика Земли. 1993. 312. С.54-64.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 579 с.
4. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
6. Спивак А.А., Спунгин В.Г., Бугаев Е.Г., Горбунова Э.М. Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний// Геоэкология 1999. №3. С.268-276.
7. Спивак А.А. Жесткость тектонических структур Центральной части Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН 2006. Т.410. №1. С.109-112.
8. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах// Физика Земли. 2010. №4.
9. Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone Ch. Fault zone fabric and fault weakness// Nature. 2009. Vol.462. P.907-911.
10. Wibberly A.J., Yielding G., Di Toro G. Recent advance in the understanding of fault zone internal structure: a review// The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties. Geological Society: London. 2008. Vol.299. P.5-33.

НИЗКО-ТИ ТОЛЕИТЫ MORB-ТИПА КАК ИНДИКАТОР РАССЕЙННОГО СПРЕДИНГА НЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

Степанова А.В.^а, Самсонов А.В.^б, Шаповалов Ю.Б.^в, Степанов В.С.^а

^а *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (stepanov@krc.karelia.ru)*

^б *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

^в *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, Россия*

Палеопротерозой в восточной части Фенноскандинавского щита характеризуется широким проявлением разновременных эпизодов внутриплитной магматической активности, связанных с подъемом глубинных мантийных плюмов [1,2,3]

Среди Fe-Ti базальтов ятулийско-людикийского возраста (2.3-1.97 млрд. лет), которые в целом являются геохимическими аналогами фанерозойских континентальных платобазальтов, выделяется группа низкотитанистых толеитовых основных вулканитов и даек, которые по минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам контрастно отличаются от обогащенных Fe-Ti базальтов и пикритов, но близки к базальтам MORB-типа. Низкотитанистые толеиты с такими геохимическими характеристиками известны в вулканогенно-осадочных разрезах ятулия (2.3-2.1 млрд. лет) в нескольких пространственно разобщенных структурах. Во-первых, это подушечные лавы с возрастом 2.1 млрд. лет, близкими к N-MORB геохимическими характеристиками и величиной $\epsilon Nd_{2100} = +2.6$, которые залегают среди карбонатных и черносланцевых отложений в составе мафического комплекса Тохмаярви в Финляндии [4]. Во-вторых, вулканиты или силлы основного состава с близкими к MORB геохимическими характеристиками, которые установлены среди карбонатных пород онежского горизонта ятулия в западном борту Онежской структуры (Иваников и др., 2008). Наши исследования показали, что петрогеохимические аналоги этих вулканитов, низкотитанистые толеитовые мафические дайки

представлены в разных террейнах Карельской провинции, а также установлены в Беломорской провинции [5]. По геологическим данным дайки низкотитанистых толеитов, также как и их вулканические аналоги, имеют палеопротерозойский, возможно, ятулийский (2.3-2.1 млрд. лет) возраст. Они секут неоархейские (2.72 млрд. лет) гранитоиды и раннепалеопротерозойские (2.5-2.4 млрд. лет) дайковые комплексы.

Дайки, достоверно относимые к этой геохимической группе, выделены на сегодня в разных по возрасту и составу архейских террейнах Карельской провинции. Изученные дайки варьируют по мощности от первых сантиметров до 100 м с прослеженной протяженностью до 2 км. Границы тел прямолинейные, субвертикальные, апофизы немногочисленны, для крупных тел не описаны. В северной части Центрально-Карельского террейна дайки толеитов формируют тела субширотного – северо-западного (290°) простирания, в восточной и южной частях Карельской провинции простирание толеитовых даек северо-западное 320-340°. В отдельных случаях внутри мощных дайковых тел устанавливаются текстуры типа «дайка в дайке» или «полудайки», которые маркируют внедрение расплавов в обстановке растяжения.

Условия метаморфических преобразований в дайках низкотитанистых толеитов обычно не превышают зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации – пироксены амфиболлизированы, плагиоклаз сосюритизирован и сохраняется лишь местами, рудные минералы замещены лейкоксеном. Первичные магматические

текстурные особенности и реликтовые офитовые и пойкилоофитовые структуры сохраняются во всех изученных телах низкотитанистых толеитов.

Часть даек сохранила первичную минералогию и затронута наложенными метаморфическими процессами лишь по дискретным зонам. Первичные магматические минералы представлены в них плагиоклазом (An_{72-45}), клинопироксеном (авгит + пижонит), оливином (Fo_{57-40} , не более 5%), магнетитом и ильменитом. В отличие от клинопироксенов и плагиоклаза, которые представлены в дайках повсеместно, оливин установлен лишь в долеритах центральных частей тел, а в зонах закалки отсутствует.

Зоны закалки и краевые части тел обычно сложены тонкозернистыми афировыми долеритами, но иногда содержат гломеропорфировые срастания плагиоклаза и клинопироксена размером до 3 мм и редкие зональные вкрапленники плагиоклаза. В крупных телах зоны закалки сложены тонкозернистыми клинопироксен-плагиоклазовыми долеритами пойкилоофитовой структуры, при этом клинопироксены (около 60%) существенно преобладают над плагиоклазом (около 40%).

В центральных частях тел установлены оливинсодержащие долериты офитовой и габброофитовой структуры. Количество плагиоклаза в них достигает 50%. В клинопироксенах здесь установлены процессы распада с выделением пластинок низкокальциевого пироксена в авгите и высококальциевого в пижоните. Взаимные прорастания и включения одного пироксена в другом позволяют предполагать их близкую к одновременной и довольно продолжительную кристаллизацию.

Остаточные порции расплава, обогащенные флюидом кристаллизовались в виде габбро-пегматита состава $Hbl + An_{30-40} + Plm + Mgt \pm Qu$. В целом вариации составов и содержаний минералов от мелкозернистых долеритов центральной части тела к средне-мелкозернистой центральной части тела и шширам габбро-пегматита отражает процессы внутрикамерной кристаллизации

с обогащением остаточных жидкостей летучими компонентами.

По петрогеохимическим характеристикам дайки, отобранные из разных участков, образуют компактную группу с близкими уровнями содержаний и общей направленностью вариаций петрогенных, редких и редкоземельных элементов. С уменьшением магнезиальности ($Mg\#$ от 0.56 до 0.47 при MgO от 8.0 до 6.7 мас.%) в дайках наблюдается закономерный рост содержаний Ti, Fe, P, Sr, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Y и всех РЗЭ, снижение концентраций Si, Ca, Cr, Ni и Co и незакономерные вариации содержаний Al_2O_3 (от 16.5 до 13.6 мас.%). Крайним членом этих трендов являются габбро-пегматиты, в которых снижение магнезиальности до $Mg\# = 0.37$ при $MgO = 5.3$ мас.% сопровождается резким (в 1.5-2 раза) увеличением концентраций TiO_2 (до 1,83 мас.%) и Fe_2O_3 (до 18,7 мас.%) и большинства несовместимых элементов.

Характерной особенностью изученных даек толеитов является субхондритовый характер распределения лантаноидов ($(La/Sm)_N$ от 0.89 до 1.8, $(Gd/Yb)_N$ от 1.04 до 1.24, $Eu/Eu^* = 0.97-1.02$). На мультиэлементных диаграммах в дайках фиксируются устойчиво выраженные положительные аномалии Nb, Ti и Sr ($Nb/Nb^* = 1.36-1.47$, $Ti/Ti^* = 1.18-1.26$, $Sr/Sr^* = 1.3-1.62$), Zr часто дает отчетливые отрицательные аномалии (Zr/Zr^* от 0.59 до 1.1).

Наблюдаемые вариации составов изученных даек могут быть связаны с дифференциацией расплавов *in situ*, в ходе которой главным ликвидусным минералом был клинопироксен при резко подчиненной роли плагиоклаза. Этой дифференциации, вероятно, предшествовала интенсивная фракционная кристаллизация первичных для даек мантийных магм, о чем свидетельствуют низкая магнезиальность ($Mg\#$ 0.50-0.56) и низкие содержания Sr (100-200 мкг/г) и Ni (60-120 мкг/г) в базитах зон закалок.

Данные о распределении редких и высокозарядных элементов которые являются несовместимыми в процессах

дифференциации базальтовых расплавов, во-первых, позволяют говорить о том, что первичные для изученных толеитов расплавы формировались в равновесии с безгранатовым реститом, т.е. на глубинах менее 80 км. Во-вторых, геохимические особенности указывают на формирование материнских толеитовых магм из астеносферного мантийного источника с минимальным вкладом в их генезис коровой компоненты или субдукционно метасоматизированной литосферной мантии.

По всем петрогеохимическим характеристикам и особенностям петрогенезиса наиболее близкими аналогами изученных толеитовых даек являются базальты MORB-типа. Наблюдаемый ряд отличий изученных даек от базальтов MORB-типа находит свое объяснение в различиях условий зарождения их материнских расплавов. Действительно, в отличие от MORB, которые формируются под маломощной океанической литосферой, т.е. на небольших глубинах, в равновесии с оливин-плаггиоклазовым кумулусом изученные толеиты формировались при растяжении и разрыве более мощной континентальной литосферы. В этой ситуации фракционирование исходных магм, происходило, по-видимому, на больших глубинах, и их главной кумулусной фазой в области был клинопироксен.

Таким образом, геохимические характеристики изученных даек низкотитанистых толеитов позволяют предполагать, что исходные расплавы были сформированы при плавлении астеносферного источника в поле стабильности шпинели и последующей дифференциации при давлениях 8-12 кб в области устойчивости клинопироксена на ликвидусе базальтовых расплавов.

Наиболее реалистичной моделью генерации этих базитовых расплавов представляется декомпрессионное плавление в малоглубинных условиях на фоне общего растяжения и, возможно, резкого уменьшения мощности литосферы.

Широкое распространение палеопротерозойских пород этого геохимического типа в восточной части Фенноскандинавского щита позволяет предполагать существование условий растяжения т.н. «рассеянного спрединга» в интервале времени 2.3-2.1 млрд. лет.

Геодинамическая причина этого тектонического события для рассматриваемой территории остается неясной. Для аналогичных по геохимическим характеристикам даек среднего палеопротерозоя северо-востока провинции Сьюпириор, датированных в интервале возрастов 2.21-2.16 млрд. лет, в качестве причины малоглубинного декомпрессионного плавления астеносферной мантии была предложена модель деламинации литосферного корня [6]. Такая модель, однако, сложно применима для среднепалеопротерозойских даек Карельской провинции. Здесь U-Pb геохронологические данные по глубинным ксенокристам цирконов из разновозрастных (2.0, 0.6 и 0.38 млрд. лет) кимберлитов, лампроитов и щелочных базальтов, свидетельствуют о том, что основной объем нижней коры и литосферной мантии Карельской и Беломорской провинций был сформирован около 2.4 млрд. лет и сохранился до фанерозоя [7,8,9,10]. Альтернативные геодинамические модели для объяснения причин декомпрессионного плавления мантии в среднем палеопротерозое могут быть связаны с «удаленным воздействием» мантийных плюмов, которые обеспечивали формирование внутриплитных базальтов Центрально-Лапландского зеленокаменного пояса около 2.2 млрд. лет назад [2] и которые предвещали раскол архейского континента Кенория в период 2.1-2.0 млрд. лет [11].

Работы поддержаны ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», № 02.740.11.0021

Литература

1. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V.,

- Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998. 130 p.134-153
2. *Weihed P., Arndt N., Billstrom K., et al.* Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield // *Ore Geology Reviews* 27 (2005) 273–322
3. *Малаших М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс. // *Вестник СПбГУ, Сер.7.2003, вып.1 (№7) с.3-32*
4. *Nykanen V.M., Vuollo J.I., Liipo J.P., Piiranen T.A.* Transitional (2.1Ga) Fe-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithostheric thinning during Paleoproterozoic extensional tectonics. // *Precambrian Research*, 1994, v.70, с.45-65
5. *Stepanova, A., Stepanov V* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research* 2010, v. 183, p. 602–616
6. *Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D.* Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada // *Precambrian Research* 174 (2009) 163–180
7. *Holttä P., Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Juhanaja J.* Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos*, v. 51, 2000, p. 109–133
8. *Downes H., peltonen P., Manttary I., Sharkov E.V.* Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 159, 2002, pp. 485–488.
9. *Downes H., Markwick A. J. W., Kempton P. D., Thirlwall M.F.* The lower crust beneath cratonic north-east Europe: isotopic constraints from garnet granulite xenoliths *Terra Nova*, 13, 395-400, 2001
10. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др.* Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов»*. 2009. Санкт-Петербург: ИГД РАН. Т. II. С. 158-161
11. *Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M.* Paleoproterozoic tectonic evolution. In *M. Lehtinen, P.A. Nurmi & O.T. Rämö (eds.): Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier Science, B.V., Amsterdam, 2005, p. 481–532.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Стогний Г.А., Стогний В.В.

*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия
(stogny@newmail.ru)*

В структуре литосферы Северо-Востока России по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов выделены четыре региональные плотностные неоднородности: Ленский и Якутский литосферные корни, Алданская область разуплотнения и Верхоянская верхнемантийная астенолинза [12, 13]. Алданской области разуплотнения и Верхоянской верхнемантийной астенолинзе в плане соответствуют Алдано-Становая и Верхояно-Черская (название согласно В.А. Амузинскому и Г.С. Иванову [1]) золотоносные провинции, что позволяет Алданскую область разуплотнения и Верхоянскую верхнемантийную астенолинзу идентифицировать как региональные золотоконтролирующие геодинамические системы.

Понятие **рудоконтролирующая геодинамическая система** вводится для надрегиональных плотностных неоднородностей литосферы (крупный сегмент кратона, область разуплотнения, астенолинза и т.д.), которые контролируют металлогеническую провинцию либо субпровинцию. Понятия рудоконтролирующих систем, в их числе [14]: рудообразующая, рудопитающая, магматогенно-рудная, рудно-магматическая саморазвивающаяся, рудно-метасоматическая, флюидно-магматическая и др. широко применяются в практике прогнозно-металлогенических исследований. Ввиду многофакторности формирования металлогенических закономерностей, а также учитывая разноранговость минерагенических таксонов, включающих металлогеническую провинцию, металлогеническую субпровинцию, металлогеническую область, металлогеническую зону, рудный и рудно-россыпной район, рудное поле,

можно предположить, что для минерагенических таксонов различного ранга определяющими будет та или иная рудоконтролирующая система (или определенная их совокупность). В связи с этим необходимо совершенствование методической базы путем дальнейшего развития понятия рудоконтролирующих систем. В этом плане нам представляется перспективным понятие «рудогеодинамическая система», применение которого, по нашему мнению, будет наиболее продуктивно на стадии региональных исследований при выделении и обосновании минерагенических таксонов типа металлогеническая провинция либо металлогеническая субпровинция.

Рудоконтролирующая геодинамическая (рудогеодинамическая) система – это надрегиональный элемент литосферы (литосферный корень, плюм, астенолинза, область деструкции и т.д.), сформированный в определённой геодинамической обстановке и обладающий свойственными ей металлогеническими и геолого-геофизическими характеристиками, которые могут быть использованы в качестве региональных прогнозно-поисковых критериев. Понятие рудоконтролирующая геодинамическая система учитывает глубинный фактор образования месторождений полезных ископаемых.

Согласно традиционным представлениям, одними из наиболее перспективных в отношении золотоносности являются раннедокембрийские щиты. В этой связи рассмотрен потенциал раннедокембрийских щитов Северной Евразии – Балтийского, Украинского, Анабарского и Алдано-Станового на золото исходя из особенностей строения литосферы. Алдано-

Становой щит в отличие от Анабарского, Балтийского и Украинского кристаллических щитов Северной Евразии – регион крупнейших месторождений золота. Золотоносность Балтийского щита известна довольно давно. Так, на Воицком руднике, открытом 270 лет назад, было добыто 74 кг золота. В настоящее время в пределах Карело-Кольского региона Балтийского щита, прогнозные ресурсы которого на золото оцениваются в 836 т (из них 54% по категории P_3), известны многочисленные рудопроявления, однако в целом данный регион практически не содержит экономически значимой золотой минерализации [8].

На Украинском щите, несмотря на активные поисковые работы, месторождения золота пока не выявлены, хотя и известны многочисленные рудопроявления, в том числе комплексные уран-золоторудные [15].

На Анабарском щите, в контурах которого А.А. Кузнецов [7] выделяет потенциальную уран-золото-медно-никеле-графито-железородную провинцию, известны рудопроявления малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций с прогнозными ресурсами (P_2) 20 т. Экономически значимого золотого оруденения в его пределах не выявлено.

Краткий обзор золотоносности раннедокембрийских щитов Северной Евразии позволяет сформулировать по крайней мере два вопроса: 1) является ли принадлежность территории к раннедокембрийскому щиту достаточным условием его золотоносности; 2) в чем заключается уникальность Алдано-Становой золотоносной провинции. С этих позиций рассмотрим основные характеристики раннедокембрийских щитов Северной Евразии.

Мощность литосферы Анабарского и Украинского кристаллических щитов находится в пределах 180-200 км [9, 10], Балтийского – 140-220 км [4], а Алдано-Станового – 100-150 км. Уровень низкочастотной составляющей гравитационного поля щитов Северной Евразии изменяется в пределах:

Анабарского – от +40 до -10; Балтийского – от +20 до -40; Украинского – от +20 до -20; Алдано-Станового – от -20 до -110 мГал. Отметим, что Алдано-Становой щит имеет наименьшую мощность литосферы и находится в контурах крупного регионального гравитационного минимума (Алданского), интерпретируемого как область разуплотнения литосферы.

Появлению промышленных рудных месторождений золота Алдано-Станового щита с нашей точки зрения способствовали мезозойские геодинамические процессы на активной юго-восточной окраине Сибирской платформы, а именно коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов. В результате коллизии была сформирована Алданская область разуплотнения литосферы с одновременной редукцией нижних горизонтов последней до 80-120 км, приведшей к усилению роли рудоносных растворов и к перераспределению золота архейских и протерозойских базит-ультрабазитовых комплексов.

На источник золота Верхояно-Черской металлогенической провинции имеется две основные точки зрения: золото связано с мезозойскими массивами гранитоидов либо источником золота являются осадочные отложения верхоянского комплекса [2, 3, 5, 6 и др.]. Среднее содержание золота в каменноугольно-раннепермских отложениях повышено в 2-4 раза по сравнению с региональным кларком, поэтому предполагается, что большинство рудопроявлений золота сформировано за счёт его перераспределения при метаморфизме осадочных пород [5]. Г.Н. Гамянин [3] выделил три формы связи золотого оруденения Верхояно-Черской металлогенической провинции с магматизмом: 1) генетическая с гранитоидами малых глубин, характерная для золото-редкометалльного оруденения; 2) парагенетическая с гранитоидами умеренных глубин, характерная для золото-кварцевого малосульфидного оруденения; 3) отдалённо-парагенетическая с рудно-магмогенерирующим очагом

нижнекорового уровня, характерная для золото-серебряного оруденения.

Мы подошли к этому вопросу с учётом особенностей глубинного строения данного региона и полагаем, что Верхоянская литосферная астенолинза служила генератором флюидов, которые играли решающую роль как в транспортировке золота из нижней части земной коры, так и в перераспределении его в верхоянском терригенном комплексе. Кроме того, источником золота являлись базит-ультрабазитовые раннедокембрийские комплексы кристаллического фундамента, при диафторезе которых происходила мобилизация золота и дальнейшая его транспортировка кремнекислотными флюидами в осадочный чехол. С Верхоянской астенолинзой также связана активизация гранитогнейсовых куполов кристаллического фундамента, являющихся открытыми рудно-магматическими системами. В связи с этим актуален вопрос роли межблоковых разломов и гранитогнейсовых куполов кристаллического фундамента Верхояно-Колымской орогенной области как структур, наиболее проницаемых для флюидов и магм и контролирующих золотое оруденение.

Для Алдано-Становой золотоносной провинции характерна связь золота с платиной, поэтому нами [11] было предложено название Алдано-Становая золото-платинометальная провинция. Золотое оруденение Верхояно-Черской провинций совмещено с сурьмой (Адыча-Тарынская золото-сурьяная зона), оловом (Иньяли-Дебинский синклиний), серебром и полиметаллами (Южно-Верхоянский синклиний, Аркачанский рудный район), редкоземельными элементами, мышьяком. Такая геохимическая специализация Алдано-Становой и Верхояно-Черской золоторудных провинций, по нашему мнению, определяется прежде всего условиями формирования надрегиональных рудоконтролирующих геодинамических систем – Алданской и Верхоянской. Алданская – это область мезозойской

деструкции литосферы юго-восточной окраины Сибирской платформы в процессе коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (тектонифизический тип); Верхоянская – верхнемантийная астенолинза (флюидно-магматический тип). В первом случае в условиях разуплотнения земной коры в условиях коллизии происходило лишь перераспределение золота и платины ультраосновных раннедокембрийских пород Алдано-Станового щита, а во втором верхнемантийная Верхоянская астенолинза являлась генератором флюидно-магматических рудных «колонн». Охарактеризованная закономерность в размещении золота восточной части Северо-Азиатского кратона как отражение особенностей строения литосферы вносит новый вклад в современную парадигму поисковых работ на золото, важнейшими составными частями которой являются анализ глубинного строения рудоносных территорий и их геодинамических особенностей.

Литература

1. Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхояно-Черской провинции // Отечественная геология, 1997. № 9-10. С. 24-28.
2. Билибин Ю.А. Избранные труды. М., 1959. Т.2. 495 с.
3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. М.: Геос, 2001. 222 с.
4. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: ЗАО «Каэм», 2003. 252 с.
5. Кокин А.В. Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхнеиндигирском золотоносном районе // Вестник Госкомгеологии РС(Я), 2002. № 1(2). С. 54-66.
6. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. и др. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений, 1988. № 5. С. 59-69.
7. Кузнецов А.А. Геолого-прогнозно-минерагеническая модель и перспективы

- промышленной рудоносности Анабарского щита // Отечественная геология, 2008. № 6. С. 22-34.
8. Малов Н.Д. О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита // Отечественная геология, 2008. № 4. С. 33-38.
 9. Поспеева Е.В., Манаков А.В., Матросов В.А. и др. Магнитотеллурические зондирования при поисках алмазов в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 1429-1449.
 10. Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. и др. Закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и динамикой литосферы Украинского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 226-229.
 11. Стогний Г.А., Стогний В.В. Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 6. С. 529-535.
 12. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
 13. Стогний Г.А., Стогний В.В. Потенциально перспективная Центральная оленская кимберлитовая провинция – новый алмазносный объект Якутии // Актуальные проблемы прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Киев: Академперіодика, 2010. С. 77-78.
 14. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / И.А. Неженский, И.Г. Павлова, К.А. Марков и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. 210 с.
 15. Яроцук М.А., Юшин А.А. Перспективы выявления комплексных с благородными металлами месторождений в юго-восточной части Украинского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 260-262.

МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЛЮМА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА**Столбов Н.М.***ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия
(nstolbov@yandex.ru)*

К настоящему времени у геологической общественности ещё не сформирован консенсус по вопросу о плюмах [2, 7, 8]. Автору близка концепция Б.А.Блюмана [3] о нелинейном характере плюмового теплопереноса в связи с неоднородностями в мантии. Располагая оригинальными материалами по магматизму Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и, в целом, разделяя взгляды на плюмовую природу её траппового ареала, автор предлагает эволюционную схему развития последнего.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа приурочен к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцевоморской континентальной окраины. Поднятие сформировалось в мезозое-кайнозое. С запада оно ограничено грабенообразным наложенным прогибом Франц-Виктория, с востока – прогибом Святой Анны, унаследованно развивающимся со среднего палеозоя, с юга – Восточно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинами Баренцевоморского осадочного мегабассейна. В поздней юре – раннем мелу здесь проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом.

Трапповый комплекс архипелага ЗФИ представлен покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов (некками), в ряде случаев – небольшими штоками субвулканических образований. Вся совокупность развитых на ЗФИ породных групп по химическому составу отчетливо обособляется на две вулканические ассоциации – низкокалийевых толеитов и умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов.

Обе породные ассоциации базальтоидов ЗФИ характеризуются типичным для континентальных платобазальтов распределением редкоземельных элементов с существенным обогащением легкими РЗЭ, особенно значимым для ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов. Отношение $(La/Sm)_N$ уменьшается от 2,30 в обогащенных калием разновидностях базитов до 1,51 в низкокалийевых толеитах, что может свидетельствовать об увеличении степени плавления материнского субстрата от первых до вторых. Величина отношения $(La/Lu)_N$ также убывает от 7,38 в обогащенных калием умеренно-щелочных базальтах – андезибазальтах до 2,68 в низкокалийевых толеитах. Это свидетельствует об относительном уменьшении доли гранатсодержащего материала в источнике выплавления низкокалийевых толеитов и меньшей глубине их образования по сравнению с умеренно-щелочными породами другой ассоциации. Таким образом, имеющиеся петрохимические материалы свидетельствуют о формировании обогащенных щелочами (прежде всего, калием) пород на относительно больших глубинах при низкой степени плавления вещества субстрата и о более обширном выплавлении низкокалийевых толеитов в условиях малых глубин. Вероятно, образование пород ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов отвечало режиму растяжения, а пород ассоциации низкокалийевых толеитов – режиму раскола литосферной плиты [15, 16, 17].

Изотопные данные (а именно они выступают в роли своеобразных «плюмовых» меток) для архипелага ЗФИ, принадлежащего бассейну Северного Ледовитого океана, оказались близки к

соответствующим данным для островов Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Изотопные характеристики базальтоидов ЗФИ расположены в пределах вариаций изотопных отношений для базитов других островов, в первую очередь – океанических (ОИВ), тем самым подтверждая представления об общности их происхождения (при этом возникает вопрос о правомерности выделения домена ОИВ в качестве самостоятельного и долгоживущего анклава). Изотопный состав Sm, Nd и Pb умеренно варьирует для образцов магматических пород с разных островов архипелага, что также типично для ОИВ. Одновременно, на корреляционных изотопных кривых очевидно смещение совокупности фигуративных точек от деплетированного мантийного резервуара в направлении к обогащенному домену EM-II. Последний определяется как локальный, долгоживущий и обогащенный некогерентными элементами. Однако более вероятно, что он имеет коровую предысторию [10].

Полученные данные по базитам ЗФИ говорят в пользу значительной, если не преобладающей, роли процесса смешения истощенного и обогащенного резервуаров (как показывают исследования последних лет, процесс смешения деплетированного и обогащенного компонентов для континентальных базальтов является вполне ординарным). Кроме смешения двух разнородных глубинных (мантийных) источников до вещества, приемлемого для выплавления базитов Земли Франца-Иосифа, в качестве альтернативного варианта обогащения некогерентными элементами поднимающегося с глубины мантийного расплава, судя по полученным изотопно-геохимическим данным, может рассматриваться прямая контаминация его коровым материалом, не опосредованная через домен EM-II. Данные по возрастам цирконов из силла с интервала 1618,4-1626 м из скважины Хейса одноименного острова Земли Франца-Иосифа свидетельствуют об их хорошей корреляции с возрастными детритовых цирконов байкальского

фундамента ЗФИ [13], вскрытого Нагурской скважиной, что, естественно, может интерпретироваться только как захват их из верхней коры при интродировании её базитовым материалом.

По некоторым оценкам мощность континентальной коры в районе архипелага ЗФИ на момент образования траппов достигала порядка 40 километров. Этого значения вполне хватает, чтобы признать реальным и значимым процесс контаминации коровым веществом мантийных расплавов – при прохождении их сквозь нее. Считается, что наиболее сильно загрязнение мантийного вещества коровым происходит именно при проникновении его через толщу континентальных пород. В нашем случае, вероятно, головная часть мантийного плюма не смогла сразу проникнуть сквозь мощную континентальную кору и мантийные расплавы (с ϵ_{Nd} , достигающим значения 7,14) вынуждены были «подслаивать» ее, в результате чего они были контаминированы коровым материалом. По мере нарастания растягивающих усилий, которые могут быть связаны с геодинамической обстановкой, предшествующей океанообразованию, по впервые раскрывшимся каналам проникали расплавы, загрязненные коровым веществом (с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, достигающим величины 0,708). И лишь затем, по уже имеющимся путям внедрения, стенки которых были предварительно «затампонированы» веществом умеренно-щелочной вулканической ассоциации, дневной поверхности транзитно достигали расплавы толеитовых базальтов с минимальным содержанием корового контаминанта. В соответствии с вышеизложенным находит объяснение статистически более раннее внедрение вулканических и, особенно, субвулканических образований ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов.

Степень взаимодействия мантийного магматического расплава с относительно

холодным коровым веществом, пропускающим расплав сквозь себя, зависит от ряда важных параметров – температуры и давления магмы; скорости ее подъема и перемещения по субгоризонтальным диаклазовым поверхностям, возникающим при раздвиге в неоднородной среде и контролирующим силлогенез; насыщенности расплава флюидной фазой; продолжительности времени взаимодействия мантийного расплава с веществом коры и т. д. Однако, окончательный эффект от контаминации магматического расплава веществом стенок камеры промежуточного очага и, в меньшей мере, подводящего канала, определяется контрастностью их изотопного и химического (включая и главные петрогенные окислы) составов. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом, нашедших отражение в особенностях позднеюрско-раннемелового магматизма, позволяют судить о неоднородностях верхней мантии Баренцевоморской окраины, о различиях в ее составе и строении [4, 10].

Наши исследования показывают, что в процесс становления ареалов позднемезозойских базальтоидов Баренцевоморской окраины вовлечено вещество континентальной коры (а коровым компонентом, в том числе, является и морская вода), в то время, как для базальтов океанов предполагается только один источник – верхняя мантия. Тем не менее участие компонентов коры континентов предусматривается и в моделях формирования продуцирующей базальты океанского дна и океанических островов обогащенной мантии океанов [4, 5]. Изотопно-геохимические особенности позднемезозойских магматитов отражают также смену условий их выплавления – от изначально глубинных («плюмовых») до обстановок континентального спрединга [6, 12].

Радиологический возраст вулканических пород ЗФИ определялся K-Ar, Ar-Ar и Sm-Nd методами и, по последним данным, находится в пределах 95-161 млн лет [11, 12]. Исходя из взаимоотношений стратонов, существует ограничение на нижний (оксфорд) предел возраста эффузивного вулканизма по геологическим данным [14]. В ряде случаев происходит «удревнение» Sm-Nd датировок вследствие контаминированности базитов коровым компонентом [5].

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют о статистически более раннем (оксфорд-валанжин) внедрении вулканических и особенно субвулканических образований ассоциации умеренно-щелочных базальтов-андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов. В готериве-сеномане наблюдается «близко-одновременное» внедрение магматических образований обеих ассоциаций, хорошо объясняющееся коронарной моделью высоко продвинутого фронта магмообразования [1].

Широкое развитие преимущественно толеитового и умеренно-щелочного базитового магматизма позднемезозойского возраста в высокоширотных районах Арктики вместе с соответствующими изотопно-геохимическими метками более всего свидетельствует в пользу решающей роли плюмовой составляющей в формировании этой обширной провинции с двумя пиками активности в конце баррема – начале апта и в альбе – начале позднего мела, что может свидетельствовать либо о двух импульсах активности одного плюма, либо (что вероятнее) о двух различных плюмах [9].

Литература

1. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983, 167 с.
2. Блюман Б.А. Концепция плюмов. Современное состояние и альтернативы // Региональная геология и металлогения. СПб, ВСЕГЕИ, 2005, № 26. С. 185-194.

3. Блюман Б.А. Основные геодинамические концептуальные следствия неоднородности Земли // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М., ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 40-43.
4. Блюман Б.А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // Геохимия, 2001, № 5. С. 567-572.
5. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
6. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Тр. ГИН РАН, вып. 542). Отв. ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с.
7. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008. Т. 49, №7. С. 587-604.
8. Карякин Ю.В., Склярёв Е.В., Травин А.В., Шпилов Э.В. Вещественные параметры плюмового вулканизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 371-373.
9. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Евдокимов А.Н. Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойско-кайнозойского существенно мафического магматизма в Арктике // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 368-372.
10. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2006, № 4. С. 365-376.
11. Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 383-387.
12. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб., СПбГУ, 2005, 19 с.
13. Столбов Н.М., Кораго Е.А., Скворцов Е.Г. Мантийная и коровая составляющие позднеюрско-раннемелового магматизма Баренцевоморской континентальной окраины // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы 14-ой Международной конференции. Ч. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 233-237.
14. Столбов Н.М., Суворова Е.Б. О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 276-280.
15. Чернышёва Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319-336.
16. Чернышёва Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 2. С. 238-241.
17. Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм Баренцевоморского шельфа на ранней стадии раскрытия Арктики // Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии Екатеринбург, 2003. С. 134-136.

ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЗЕР И ПОЧВ ИХ ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Страховенко В.Д.

*Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирский государственный университет,
Новосибирск, Россия (strahova@uiggm.nsc.ru)*

Введение

Существует большое количество независимых и взаимосвязанных причин вызывающих варьирование содержания элемента в различных компонентах биосферы. Поэтому наряду с определением кларков, т.е. величины средней концентрации элементов в литосфере в целом, необходимо учитывать способность их рассеиваться или концентрироваться в различных объектах на разных территориях. При формировании осадочных отложений в континентальных озерных системах происходит перераспределение элементов, приводящее как к их выносу, так и к накоплению. В процессе образования вещества, которое поступает в континентальные водоемы в виде обломочного, органогенного, растворенного или взвешенного материала, активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения и биологические процессы. В зависимости от климата и рельефа расположения озерной системы в осадок возможно поступления обломочной, хемогенной и органогенной частей осадка в различных соотношениях. В свою очередь жизнедеятельность организмов завершается отмиранием и поступлением в осадок минеральных скелетных остатков и не полностью разложившегося органического вещества, которые в процессе диагенеза осадка являются источниками CO_2 , гумусовых кислот и других активных веществ, которые способствуют химическому преобразованию осадка. Таким образом, с одной стороны донные отложения континентальных озерных систем являются прекрасной депонирующей средой, позволяющей расшифровывать вопросы загрязнения отдельных территорий, с другой стороны все выше перечисленные факторы накладывают свой отпечаток, что

приводит к формированию регионального геохимического фона элементов в зоне гипергенеза.

В данной работе сделана попытка определить региональный геохимический фон изучаемых элементов в донных осадках континентальных озер Сибири.

Фактический материал

В данной работе сделана попытка определить региональный геохимический фон изучаемых элементов в донных осадках континентальных озер Сибири.

Получены аналитические данные по содержанию естественных (U(Ra), Th, K) и искусственных радионуклидов, макро (Ca, Mg, Na, K, Si, Al, Fe, Ti)- микроэлементов (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Ni, Cr, Co, Hg, V, Sr, Ba, Li) в донных осадках и почвах водосборных площадей 164 озерных систем из различных регионов Сибири.

В различных ландшафтных зонах Сибири изучены экосистемы малых континентальных озер: в тундровом (11 озер), таежном (26), лесостепном (23), степном (31) и предгорном (26) ландшафте. Аналитические работы выполнены в лаборатории геохимии редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН. Лаборатория аккредитована Ассоциацией аналитических центров "АНАЛИТИКА" и зарегистрирована в государственном реестре под № РОСС RU 0001.510590.

В водах изучаемых озер преобладают два аниона (гидрокарбонат HCO_3^- , сульфат SO_4^{2-}) и три катиона (кальций Ca^{2+} , магний Mg^{2+} , натрий Na^+), в подчиненном количестве присутствуют (хлор Cl^- и калий K^+). В изучаемых озерах проявлена общая закономерность для вод озер: с увеличением минерализации озерной воды происходит относительный рост содержания ионов в ее составе в такой последовательности: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$; $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$. При

минерализации до 500-1000 мг/л в составе озерной воды преобладают гидрокарбонатные ионы, свыше 0,1% - чаще всего сульфатные, иногда по достижении свыше 0,5% к сульфат иону добавляется хлорид ион. В составе катионов озерных вод преобладающая роль Ca^{2+} сохраняется лишь до 0,1-0,2%. При дальнейшем росте минерализации эту роль начинает играть Na^+ . В водах сибирских озер отмечается повышенное содержание Mg^{2+} , иногда даже в ультрапресных озерах, кроме кальция, в сопоставимых количествах присутствует магний.

С целью учета возможного влияния геохимических, металлогенических особенностей площадей исследования, минеральных и химических свойств элементов и ряда других факторов, выборки содержаний радионуклидов, макро- и микроэлементов в почвах, донных осадках, водах для статистической обработки данных формировались различным образом: по общей минерализации воды, по региональному фактору, по минеральному типу донного осадка, по ландшафтным территориям почв водосборных площадей озер и т. д. Статистическая обработка (для определения регионального фона) включает оценку модели распределения, среднего содержания, стандартного отклонения, построения интегральных вариационных рядов (гистограмм), выявления интервалов содержаний, а также корреляционный и кластерный анализы. Аномальные значения определялись как выходящие за пределы интервала среднее значение $\pm 2\sigma$ (двух среднеквадратичных отклонений). Ураганные (рудные) содержания различных элементов при расчете регионального геохимического фона в выборку не включались.

По данным рентгеноспектрального анализа и микроскопического изучения донные осадки континентальных озер разделены на шесть групп: кварц-полевошпатовые, карбонатные и рентгеноаморфные (органогенные), и три смешанного состава: карбонатно-кварц-полевошпатовые, органогенно-кварц-полевошпатовые, органогенно-кварц-карбонатные. Следует обратить внимание на

довольно постоянный набор минералов в донных осадках озер Сибири. Основными минералами являются: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, Mg-кальцит, кальцит (иногда доломит или арагонит) и рентгеноаморфная фаза; в виде примесей могут присутствовать: слюды (иллита), хлорит, смеактит, пирит, амфибол, гипс, тенардит. Соотношение основных минералов или полное отсутствие некоторых из них и определяет минеральный тип осадка.

Детализация сопоставление данных рентгеноструктурного анализа с силикатным анализом по макросоставу представлена на рисунках 1 и 2. На диаграмме $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (терригенная составляющая) – $\text{CaO}+\text{CO}_2$ (карбонатная фаза) – ППП (органогенная фаза) донные отложения также можно разделить на шесть групп.

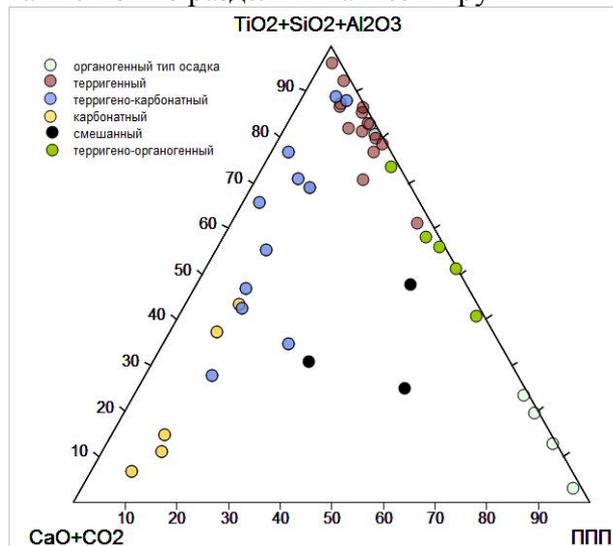


Рис. 1. Диаграмма соотношения макроэлементов в минеральных типах донных отложений озер Сибири

На треугольник соотношения макро катионов $\text{Ca} - \text{Na} - \text{K}$ в донных отложениях озер и почв их водосбора вынесены также отношение этих элементов в основных осадочных породах (песчаниках, глинах, известняках) [Ронов, 1990] и почве континентов по данным Ярошевского А.А. [Ярошевский, 2004]. По сравнению с почвами, в которых по нашим данным отмечается довольно широкий разброс значений между этими элементами, в донных осадках выявлено постоянное соотношение натрия к калию на фоне изменения содержаний кальция и при этом оно

соответствует значению отношения натрия к калию в усредненной почве

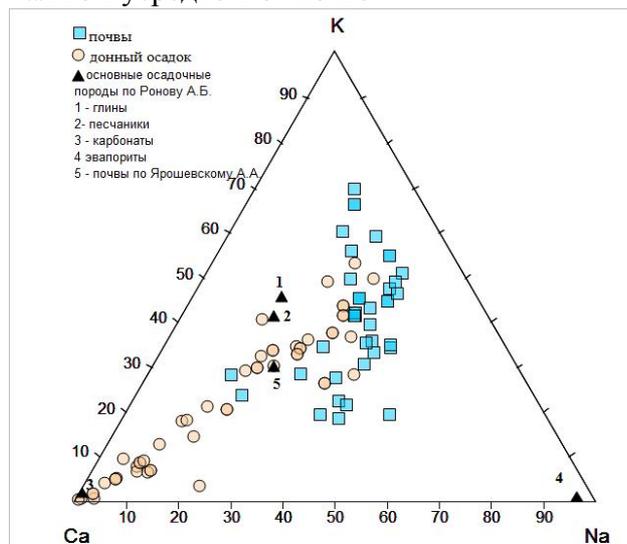


Рис. 2. Отношения Ca-Na-K в озерных системах в сравнении с осадочными породами и почвой

Статистическая обработка большого массива аналитических данных силикатного, гамма-спектрометрического, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и других анализов показала возможность сравнение выборок между собой. Для обработки геохимических данных использовался кластерный анализ. Кластер-анализ R-типа, который проводит непосредственную корреляцию между изучаемыми химическими элементами. Разбил выборку на три группы с отрицательным коэффициентом корреляции между ними. В первой представлены элементы K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , FeO , составляющие терригенную часть донного осадка. Вторая группа MgO , CaO , CO_2 , Na_2O – собственно карбонатная часть и к третьей группе относятся H_2O ППП – эти элементы можно отнести к органогенной составляющей осадка. Проведения кластерного анализа R-типа с участием микро и макроэлементов четко обособило также три группы элементов. Уран, стронций и марганец добавились к основным элементам карбонатов. Кадмий отчетливо связан с органогенными осадками, а все остальные, в том числе и редкоземельные элементы входят в терригенную (обломочную) часть донных отложений.

Сравнение данных по общему среднему содержанию изученных элементов в донных

отложениях озер Сибири с обобщенными уровнями их концентраций в почвах водосборных площадей показывает либо их соответствие, либо незначительным превышением концентраций в почве, за исключением Ca, Mg, Sr и Cd (рисунок 3.).

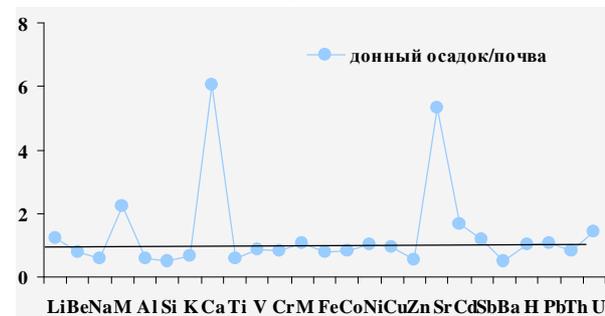


Рис. 3. Отношение усредненных содержаний элементов в донных отложениях озер к в почвах Установлено, что содержания рассмотренных элементов в почвах в основном соответствуют концентрациям этих элементов усредненному элементному составу почвы континента (рисунок 4) [Ярошевский, 2004]. При этом выявляется



Рис. 5. Содержания в донных отложениях озер нормированные к содержанию в верхней континентальной коре и в почвах нормированные к значениям почв континента*

значительный избыток в почвах Сибири натрия, что возможно связано с присутствием значительных площадей засоленных почв. Следует также отметить дефицит в почвах изученных регионов лития, кадмия и ванадия, при не большом избытке никеля, марганца, хрома и кобальта. В процессе современного осадкообразования в озерах происходит избыточное накопления относительно значений верхней континентальной коры [Тейлор, 1988] кальция, стронция, хрома и значительное обеднение натрием,

кремнием, алюминием, бериллием, титаном, торием и сурьмой.

Обсуждение результатов

Так как в основном среднее содержание проанализированных элементов в донных отложениях всех изученных регионов близко к содержаниям в почвенном покрове их водосборных площадей, то можно утверждать о механическом переносе этих элементов во взвеси с почвенными частицами. В процессе транспортировки часть тяжелой фракции, где сосредотачиваются акцессории, теряется, сокращая содержание малых элементов в твердом стоке. Во всех регионах донные отложения резко обеднены натрием, что в общем понятно, так как в данных ландшафтных условиях даже при избытке натрия в почвах и возможном его выщелачивании, концентрация натрия в воде не достигает условий образования натриевых минералов хемогенным путем. Возможно это также связано с довольно значительными концентрациями в водах сибирских озер магния, в присутствии которого садка натриевых минералов затруднена.

Химический состав различных минеральных типов донных отложений отличается, поэтому интересно сравнить распределения содержаний элементов в них между собой (рисунок 6).

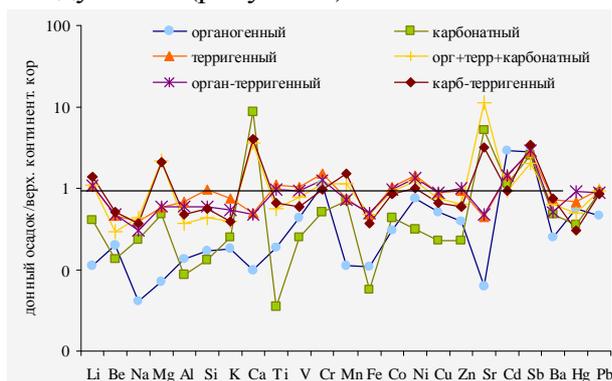


Рис. 6. Содержания элементов в донных отложениях озер разных минеральных типов нормированные к содержанию в верхней континентальной коре

Из данного графика видно, что основной вклад в избыток содержаний (относительно верхней континентальной коры) кальция, стронция и в какой-то

степени магния в современных донных осадках вносят карбонатные отложения. Наиболее обедненными некоторыми макро- и микроэлементами являются органогенные и карбонатные осадки. Терригенные донные осадки озер по своему составу в наибольшей степени соответствуют значению содержаний изученных элементов в верхней континентальной коре [Тейлор, 1988] во всех исследуемых регионах.

Литература

1. А.А. Ярошевский Проблемы современной геохимии: Конспект лекций/ Новосибир. гос. ун-т, Новосибирск, 2004, 194с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988, 384с.
3. Ронов А.Б. и др. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов // А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский, А.А. Мигдисов. М.: Наука, 1990, 180с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Суворова Е.Б., Фефилова Л.А.

ФГУП «ВНИИОкеангеология им.И.С.Грамберга», Санкт-Петербург, Россия
(suvork@inbox.ru)

На шельфе Печорского моря серпуховские породы входят в визейско-нижнепермский нефтегазоносный комплекс. Продуктивность серпуховских отложений установлена на нефтяных месторождениях Долгинском и Медыньское-море и связана с известняками протвинского горизонта.

Разрез серпуховских отложений наиболее полно охарактеризован керном в одной из скважин на площади Медыньское-море (рис.1), расположенной в восточной части шельфа. Породы, в основном, представлены известняками и известково-доломитовыми брекчиями с редкими глинистыми прослоями [4]. Для карбонатных отложений обоснование возраста выделяемых стратиграфических подразделений базируется на определениях микрофауны фораминифер, макрофауны кораллов и брахиопод. Исследования спорово-пыльцевых комплексов для данной части разреза проведены впервые. Для палинологического изучения были отобраны образцы из глинистых интервалов.

Нижнесерпуховские отложения представлены переслаиванием известково-доломитовых брекчий с ненарушенными прослоями доломитов и редкими глинистыми слоями. В результате микропалеонтологического изучения обломков из прослоев брекчий А.И.Николаевым (MS) установлены единичные *Pseudoendothyra* sp. и неопределимые до рода фораминиферы. Возраст пород, основываясь на положении в разрезе и литологическим особенностям, условно отнесен к раннесерпуховскому тарусско-стешевским горизонтам.

Из глинистых прослоев нижнесерпуховской части разреза выделен комплекс миоспор, подтверждающий принадлежность отложений к раннесерпуховскому возрасту: *Knoxisporites*

cinctus (Waltz) Butterworth and Williams, *Stenozonotriletes* aff.*spetcandus* Naumova, *Tetraporina* cf.*incrassata* Naumova, *Calamotriletes nigrescens* Luber, *Tetraporina* cf.*horologia* (Staplin) Playford и др..

Верхнесерпуховские породы протвинского горизонта представлены известняками, в основании разреза залегают синседиментационные брекчии. В известняках выделены серпуховские виды фораминифер: *Endothyra* ex gr. *similes* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus* cf. *vulgarensis* (Grosd. et Leb.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Граница между нижне- и верхнесерпуховскими отложениями проведена по литологическим характеристикам. Из глинистых прослоев, расположенных в подошве протвинских известняков, выделен спорово-пыльцевой спектр, состав которого пополняется значительным количеством разнообразных родовых и видовых таксонов серпуховских комплексов - *Calamospora microrugosa* (Ibr.) Schopf Willson Bentall, *Cyclogranisporites commodus* Playford, *Cyclogranisporites densus* Bharadwaj, *Hymenozonotriletes villosus* Ischenko и др.. Появляются первые элементы башкирского палинологического комплекса: *Hymenozonotriletes* cf.*praevalens* (Luber) Ischenko, *Euryzonotriletes extensus* Ischenko, *Spinozonotriletes balteatus* Playford, *Reticulatisporites* spp. В образце установлено присутствие многочисленных минерализованных обломков древесин *Stigmaria ficoides* и минерализованные миоспоры. В данном спектре наряду с серпуховскими элементами начинают появляться единичные элементы среднекаменноугольных комплексов. Раннее появление среднекаменноугольных комплексов отмечается в литературе и среди макроостатков растений в Евразийской фитогеографической

области [3]. Подобное соотношение таксонов наблюдается в средней части намюрских (серпуховских) отложений Западной Европы (Польша) [5], в одновозрастных породах Донбасса [1, 2], Львовско-Волынского бассейна, Подмосковского бассейна, бассейна средней Печоры и др.. Возраст пород по палинологическим данным отнесен к средней части серпуховского яруса.

Верхняя часть пород протвинского горизонта сложена переслаиванием светло-серых и темно-серых глинистых известняков с темно-серыми плотными глинистыми мергелями, породы несогласно перекрываются известняками северокельтменского горизонта башкирского яруса. Мощность слоев темно-серых известняков увеличивается вверх по разрезу от 0,4 м до 1,15 м. Темно-серые мергели местами содержат обломки известняков размером 1-2 см. Переход от известняков к темно-серым известнякам и затем к плотным мергелям постепенный. Местами в зонах перехода от известняков к мергелям наблюдается фрагментация и разрушение подстилающих известняков.

В результате петрографических исследований установлено, что темно-серые известняки представляют собой скопление лито- и биокластов с практически полным отсутствием цемента и относительно высокой примесью терригенной составляющей, до 20 %. Лито- и биокласты окатанны и слегка корродированны, структура породы близка к конформной. Нами предполагается, что образование пород происходило за счет размыва и переотложения органогенных известняков, с одновременным поступлением терригенного материала с суши.

В образце с глубины 1419 м спектр миоспор существенно обеднен и содержит мелкие корродированные миоспоры. Все присутствующие нижнекаменноугольные формы отнесены к переотложенным; встречены единичные башкирские элементы.

В отложениях, приуроченных к кровле серпуховского яруса, в образце из самого верхнего прослоя мергеля с глубины

1416,7 м установлен богатый комплекс миоспор: *Sporonites unicus* (Horst) Dybova et Jachowicz, *Torispora speciosa* Dybova Jachowicz, *Torispora undulata* Dybova Jachowicz, *Tetraporina horologia* (Staplin) Playford, *Acantotriletes cf. trichaeanthus* (Luber) и др.. Таксоны, принадлежность которых соответствует комплексам серпуховского и низам башкирского ярусов, являются самыми молодыми из присутствующих. В количественном соотношении их содержание достигает 40 %. Установлено присутствие обрывков тканей растительного детрита, мелкие фрагменты обугленных древесин. Исследованный спектр отнесен к верхам серпуховского – низам башкирского ярусов.

В образцах с глубин 1416,7, 1417,6 м определен комплекс фораминифер - *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *Pseudoglomospira* sp., *Biseriella* sp., *Asteroarchaediscus* sp. и др., возраст которого датируется А.И.Николаевым (MS) как серпуховский – московский ярусы. На глубине 1417,8 м О.Л.Косовой (MS) установлены кораллы вида *Protodurhamina karanelgensis* (Gorsky), характерного для отложений северокельтменского горизонта башкирского яруса.

По совокупности полученных результатов анализа литологического состава пород, палеонтологических определений макро- и микрофауны и спорово-пыльцевых комплексов, по скв.4-Медынское-море на границе отложений ранне- и среднекаменноугольного возраста нами выделена толща частично перемытых и переотложенных пород. Возраст отложений принят как позднесерпуховский – раннебашкирский (рис.1). По данным геофизических исследований скважин (ГИС) толща переотложенных пород характеризуется сильной дифференцированностью кривой ГК, пики редкие, но довольно сильные (6-12 мкР/ч). По верхнему, наиболее сильному пику проводится кровля пачки перемытых отложений. Мощность толщи оценивается в 14 м.

Таким образом, были сделаны следующие выводы.

- Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов подтвердили литолого-стратиграфическое деление, принятое для данного разреза.

- На основании изучения литологического состава отложений, палеонтологических определений и данных ГИС, в кровле серпуховских отложений выделена пачка переотложенных пород.

- Возраст отложений принят как позднесерпуховский-раннебашкирский.

Эта толща переотложенных пород по данным ГИС прослеживается и в соседних скважинах площади Медынского-море.

Литература

1. *Иценко А.М.* Споры и пыльца нижнекаменноугольных осадков Западного продолжения Донбасса и их значение для стратиграфии. Изд-во УССР. Киев, 1956, 185 с.
2. *Иценко А.М.* Спорно-пыльцевой анализ нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. Серия стратиграфия и палеонтология. Вып. 17. Труды ин-та геологических наук АН УССР. Изд-во АН УССР. Киев, 1958, 187 с.
3. *Мейен С.В.* Каменноугольные флоры.//Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. Труды ГИН АН СССР, вып.208. М.:Наука, 1970, С.43-110
4. *Суворова Е.Б., Преображенская Э.Н.* Строение верхневизейско-серпуховского карбонатного разреза месторождения Медынского-море, шельф Печорского моря.// Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7, вып.4, 2009, С.44-53
5. *Krawczynska-Grocholska Halina.* Namur zaglabia Noworudzkiego w swietle badan sporowych/ Geologia Sudetica, vol.II, 1966, pp.323-399, /PL..I-XVI (La Namures du Bassin de Nowa Ruda a la Lumieres des etudes Palynologiques).

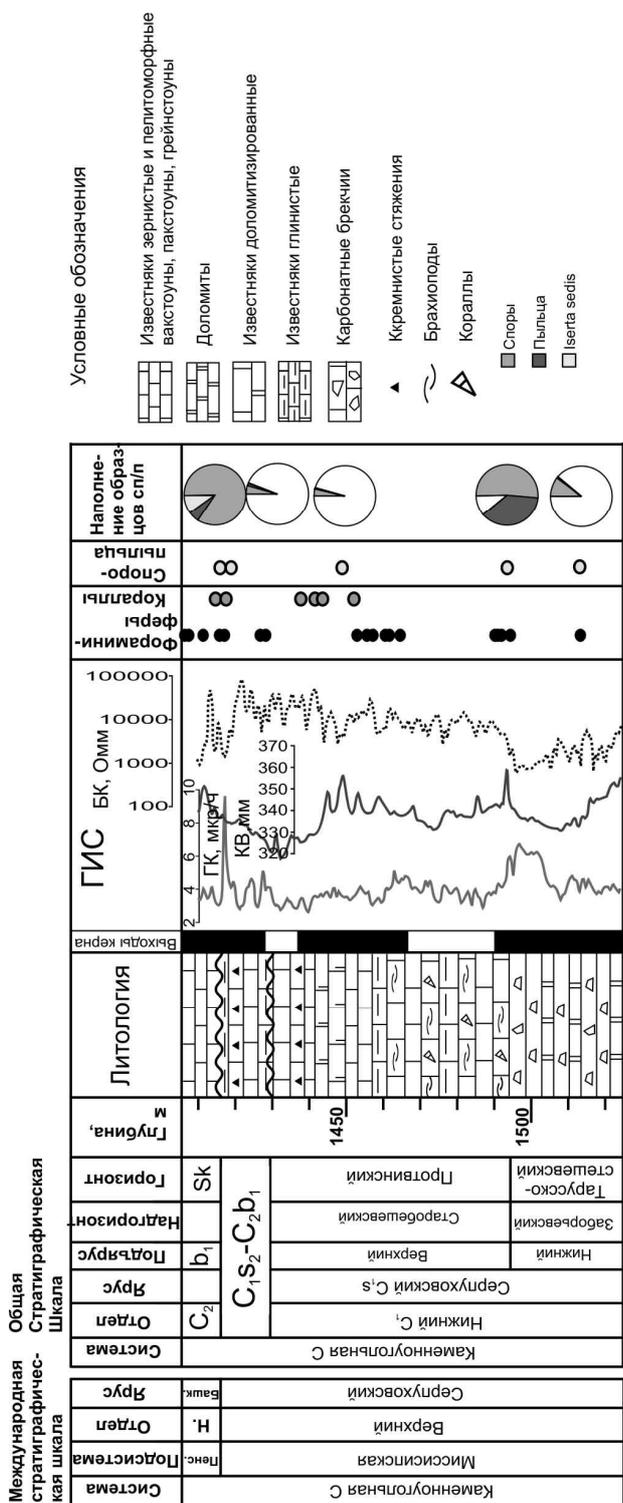


Рис.1. Разрез серпуховских отложений площади Медынского-море, скв.4.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВОГО ЭЛЕМЕНТА РИТМА ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА

Сучков А.В., Милеев В.С.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва (alexsandir@gmail.com)

История термина. Флиш интересует геологов вот уже более 160 лет с тех пор, как это понятие ввел в науку швейцарский геолог Б. Штудер. Термин он взял у местных крестьян, которые флишем обозначали рыхлые, сланцеватые и вообще слабые породы, способные, особенно на склонах, как бы стекать и давать оползни или оплывины. Содержание понятия флиш не оставалось неизменным, а постоянно развивалось и временами резко менялось. Представления о флише, до 1946—1947 гг. подробно освещенные Н. Б. Вассоевичем (1948 - 1951), в котором можно наметить два крупных периода, смена которых довольно определенно приурочивается к 1950 г., когда Ф. Кюнел и К. Миглиорини опубликовали статью о суспензионных, или турбидитных, течениях. На этом рубеже произошла смена парадигмы, связанной с представлениями о генезисе флиша. В течение немногих лет турбидитный механизм формирования этой формации стал общепризнанным. [3]

История представлений о генезисе. Петрографическое понимание флиша было первоначальным. Фациальное понимание флиша в самом конце XIX в. стало постепенно перерастать в формационное, точнее — в геоформационное.

Современное представление о генезисе — мутьевой поток. Если первый период изучения флиша можно назвать описательным, а также периодом бесчисленных гипотез и неопределенности его природы, то второй — «турбидитным», время господства турбидитного механизма формирования флиша, предложенного Ф. Кюнелом и К. Миглиорини в 1950 г. [3]

Циклиты. А.Н.Боума описал динамику и механизм формирования турбидита. В ритме, характеризующемся

градиционной слоистостью и разделенном на два элемента, он выделил ряд циклитов.

В первом, нижнем, элементе по текстурным признакам обособляются четыре циклита (снизу вверх):

А — массивный,

В — плоскопараллельная (ламинарная) слоистость,

С — косая и конволютная слоистость,

Д — плоскопараллельная (ламинарная) слоистость.

Во втором элементе — один циклит: Е — взвесь, ил, тонкозернистые пелитовые отложения турбидита, обычно преобразующиеся в аргиллиты. Фоновые осадки. [1]

Типы флиша:

Терригенный флиш имеет олигомиктовый или мономиктовый состав, представленному преимущественно зернами кварца и полевых шпатов.

Карбонатно-терригенный — комбинация из 1 терригенного элемента ритма и 2 карбонатным элементом ритма — фоновые осадки.

Карбонатный — сложен продуктами размыва карбонатных отложений.

Граувакковый — представлен продуктами эрозии и денудации остовных или ультраосновных магматических пород.

Кремнистый — состоит из кластолитов биогенного кремнезема (> 20 %) и кварца (< 60%).

Туфогенный — представлен материалом лито-, клисталлокластических и пепловых туфов. [2]

Состав 1-го элемента ритма таврического флиша:

Олигомиктовый песчаник мелко-тонкозернистый с алевролитовой примесью (5-10%).

Текстура: массивная, ламинарная, конволютная, почеркнутая слюдами,

литокластами, биокластами, вторичными окислами железа, пиритом, кальцитовой и сидеритовой цементацией.

Зерна – неокатанный (оскольчатый) и плуокатонные кварц (60-80%); слюды (15%); литокласты (аргиллитов, алевролитистых аргиллитов, кристаллических микрозернистых известняков, кремней, и метаморфических пород – кварцитов и глинистых сланцев, в единичных зернах встречены обломки хлоритизированного стекла и гранитов (10—15%); биокласты — микритизированные (гранулированные), трудно узнаваемые багряные водоросли, форамениферы, криноидеи? (2-3%); калевый полевой шпат – менее 5%; акцессории – рутил, циркон и недиагностированный игольчатый минерал – единичные зерна.

Цемент – неравномерно распределенный реликтовый тонкодисперсный порово-пленочный сидеритово-глинистый, интенсивно замещенный микритовым кальцитом и поровым кальцитовым цементом.

Структура размер обломков 0.03-0.35 мм, преобладают – 0.05-0.2 мм (более 70%).

Результаты исследования:

Таврический флиш является типичным терригенным флишем. Получены

гранулометрические и минералогические характеристики по данным рентгено-структурного анализа. Самым важным является установление примесей из оскольчатых зерен кварца и плагиоклаза, лейст мусковита, биотита и недиагностированного акцессория в турбидитном материале. По мнению В.Л. Косорукова, перенос этого материала в потоке составляет первые метры и является туфовым. Его источником, вероятно, могут быть Понтиды или Закавказье, где проявлялся триасово-юрский магматизм.

Проблемы и задачи дальнейших исследований:

Попытка разделения в пелитовом циклите Е турбидитовой и фоновой частей. Проверка наличия туфового материала в соседних ритмах. Разработка критериев различия турбидитов и контуритов.

Литература

1. Аллисон А., Палмер Д., Геология М.: Мир. 1984. С.459-493.
2. Фролов В.Т. Литология. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993. Стр. 316-405; Т. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993. Стр. 239-285
3. Фролов В. Т. Флишевая формация — уточнение понимания. // Бюл. МОИП отд. Геол. 1988. Т. 63, вып. 4, с 16-32.

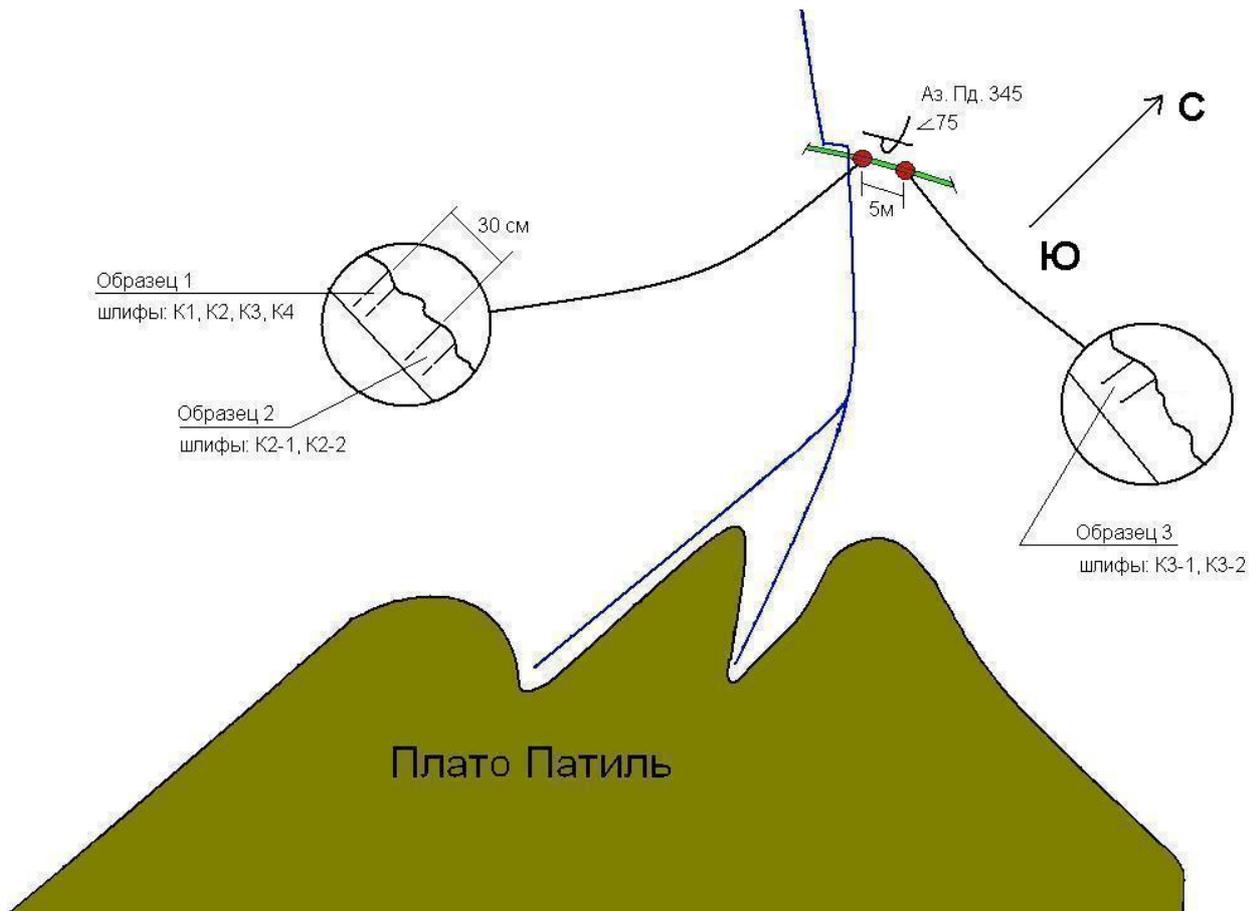
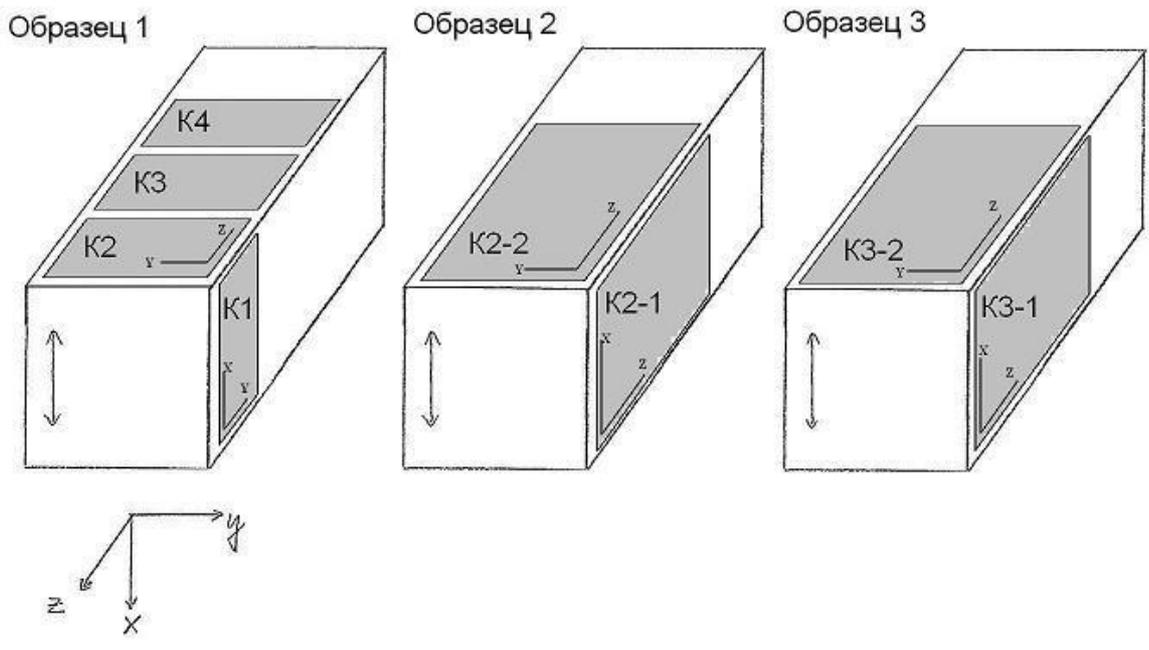


Рисунок 2: План-схема места отбора образцов и их место расположения в первом элементе ритма



ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ МЕЗО - КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИХОТЭ - АЛИНЯ

Сушкин Л.Б.

ООО «Проектинвест ДВ», Хабаровск, sushkinl@rambler.ru

В геологическом отношении описываемый район Сихотэ - Алия принадлежит к Западно - Сихотэ - Алинской структурно-формационной зоне Сихотэ - Алинской геосинклинальной складчатой системы. В структурном плане он находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклинория, на складчатые структуры которого наложены образования одноимённой вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20 - 45 км. Данный район приурочен к центральной части Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны [4, 6], на отрезке между нижними течениями рек Хор и Анюй. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей.

Весьма специфично и его положение вблизи внешней границы крупной Хабаровской кольцевой морфоструктуры (Ø 280 - 300 км), обладающей признаками космогенной природы [15]. Возможно, именно с этим связаны масштаб и высокоглубинная мантийная природа его магматических очагов, порождённых реакцией мантии на мощное импактное воздействие.

При этом, данный район расположен в зоне резких градиентов мощности земной коры - в зоне смены "промежуточной" мощности коры корой "повышенной" мощности.

В геотектоническом отношении это выражается расположением его в межблоковой шовной зоне, и согласуется со связью его, вероятно, не с плутоническим, а вулканоплутоническим магматическим комплексом. Мощность земной коры в этом месте на уровне 32 - 33 км, что значительно ниже, чем в геоблоках с

умеренно или интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом, для которых обычно характерно плутоногенно - гидротермальное оруденение.

Район в целом слабо изучен, - даже в последних сводках данные о нём крайне редки [3].

Недостаточная геологическая изученность района съёмками 1960-х годов лишь 200 000 масштаба не позволяет составить полное представление о сложной структуре обширных вулканогенных полей, и выделить эпицентры извержений и жерловые аппараты, нередко являющиеся и эпицентрами рудоносности. Вместе с тем, даже данные современных дистанционных методов свидетельствуют о том, что они во многих случаях позволяют выделить центральные и периферийные центры извержений, крупные лавовые потоки, силлы, радиальные и кольцевые каркасные разломы, отчётливые границы кальдер [19]. Очевидна необходимость проведения здесь геологических съёмок масштаба 1 : 50 000 - с фаціальным расчленением вулканогенных полей, что позволило бы значительно повысить результативность геологоразведочных работ.

С позиций структурно - формационного, фациального и морфоструктурного анализа вулканогенных районов и площадей [1, 2, 7, 9, 13, 14], в пределах данного района достаточно отчётливо выделяется несколько крупных эродированных палеовулканических построек центрального типа: Моадийская, Право - Соолийская (Болотистая), Нельтинская, которые, вероятно, и служили главными источниками вулканогенного материала в этом сегменте Западно - Сихотэ - Алинской вулканогенной зоны. При этом,

по-видимому, происходило омоложение вулканизма с севера на юг: - от глубоко эродированного мелового Моадийского палеовулкана на севере района до неоген - четвертичного Нельтинского на юге. Из них наиболее отчётливо выделяется наименее изученный на сегодня, но самый крупный и молодой неоген - четвертичный Нельтинский щитовой палеовулкан (Рис. 1), вполне сопоставимый по площади (2 тыс. км²) с Ключевской группой вулканов



Рис 1. Вид Нельтинского щитового палеовулкана с авторассы Хабаровск - Комсомольски озера Гасси - на расстоянии 45 км.

Учитывая установленную повышенную щёлочность и уровень магматической дифференциации большинства этих магматических очагов (от базальтов до дацитов), здесь помимо палеовулканов щитового типа весьма вероятны и эродированные стратовулканы.

В металлогеническом отношении описанному району отвечает Сооли - Тормасинский потенциально рудный район (600 км²) [4]. В последнем десятилетии здесь были получены важные поисковые результаты, позволившие существенно дополнить и уточнить представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ-Алиня. Они связаны с геологоразведочными работами в в пределах Право - Соолийского рудно - россыпного узла, на юге Сооли - Тормасинского рудного района [5, 16, 17, 18]. Проведённые здесь поисковые горно -

Камчатки. Наиболее изученным поисковыми горно - буровыми работами является на сегодня занимающий промежуточное положение как в пространстве, так и по возрасту эоцен - миоценовый Право - Соолийский (Болотистый) палеовулкан (900 км²), который эродирован существенно чем Нельтинский. Выделяются и более мелкие палеовулканические центры.

буровые работы позволили также значительно расширить представления о геологическом строении всего района, в том числе и эволюции его вулканогенных структур.

Расположенный на юге района Право - Соолийский рудно - россыпной узел был выявлен в 1997 году. Ранее данный район считался потенциально оловоносным, и с ним не связывали перспектив промышленной золотоносности. В настоящее время в Право - Соолийском рудном узле завершается отработка золотоносных россыпей и продолжаются поисковые работы на рудное золото. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

- Право - Соолийскому рудно - россыпному узлу золотой специализации отвечает крупная зонально построенная

положительная морфоструктура центрального типа (вулcano - плутоническое поднятие Ø 35 км), отчётливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях.

- Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право - Соолийской долгоживущей палеоген - неогеновой вулcano-плутонической структуры центрального типа (андезит - базальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

Глубинность его заложения подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования, согласно которым корневыми частями данная структура уходит на глубины 300 - 400 км в верхнюю мантию. О мантийном заложении этого магматического очага может свидетельствовать и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулcanoгенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [11,16].

- Болотистое рудное поле расположено в той части данной структуры, где вулcano - купольное поднятие представлено эрозионно-тектоническим окном вулcanoгенно-осадочных пород, прорванных центральной интрузией габбро - диоритов, являющейся элементом эродированной магматической системы эоцен - миоценового рудоносного андезит - базальтоидного щитового палеовулкана. Подобная ей центральная интрузия Нельтинского палеовулкана сложена более щелочными бурами крупнозернистыми монцонитоидами.

Центральная интрузия Право-Соолийского (Болотистого) палеовулкана, сформированная на этапе затухания

вулканизма, представляет собой сложное изометричное магматическое тело, состав которого меняется от субщелочных габбро до диоритов, при резком преобладании габбро - диоритов. Для неё характерна высокая изменчивость структурных и текстурных характеристик пород, - с постепенные переходами между их разностями.

Основным элементом структуры Болотистого рудного поля наряду с центральной интрузией является сопряжённая с ней сложнопостроенная многоярусная дайково - силловая система, представленная многочисленными субвертикальными дайками среднего и основного состава, а также серией из 7 - 10 субгоризонтальных силлов среднего состава. Самое верхнее силлообразное тело сложено дацитами [16, 17, 19].

Представляется следующая последовательность формирования этой палеовулканической структуры:

1). Стадия куполообразования. В дате - палеоцене в районе Право - Соолийского узла крупного мантийного очага базитовой магмы над ним начинает формироваться вулcano - купольное поднятие.

2). Первый (эоценовый) цикл магматизма. Вдоль заложившейся висячем крыле Центрально-Сихотэ-Алинского разлома системы субмеридиональных сбросов в центре поднятия в эоцене произошло образование серии жерловин (ВТЦ), с извержением андезибазальтов и пирокластического материала.

3). Следующим этапом было формирование промежуточной магматической камеры, дифференциация базальтовой магмы (от базальтов до дацитов), образование среднего эффузивно - пирокластического комплекса андезитов повышенной щёлочности, дацитов, туфов (верхи разреза кузнецовской свиты).

4). В конце эоценового цикла произошло внедрение субвулканической интрузии (экструзии ?) габбро - диоритов в центральной (жерловой) части вулканической постройки и закупорка

главного вулканического канала. Последующее внедрение магматического материала происходило по отдельным нарушениям - с образованием субгоризонтальных силлов и крутопадающих даек средне - основного состава.

5). Рудный этап. На рубеже эоцена – олигоцена, на фоне затухания или перерыва в магматической деятельности получили развитие постмагматические гидротермально - метасоматические процессы с последующим формированием продуктивной золоторудной минерализации (рудоотложением).

6). В позднем палеогене, на этапе кальдерообразования были сформированы три – четыре системы концентрических кольцевых разломов, по которым произошло проседание вулканической постройки.

7). Второй (миоценовый) цикл магматизма. Представлен базальтоидами кизинской свиты и их субвулканическими комагматами, распространёнными в краевых частях и обрамлении рудного поля.

Основные установленные здесь особенности золотого оруденения свидетельствуют о том, что в генетическом отношении оно является магматогенно - гидротермальным постмагматическим, гипабиссальным, мезотермальным предполагаемой плутоногенно – вулканогенной природы.

В минерально - формационном (рудно - формационном) отношении золотое оруденение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой, (золото - теллуровой, висмут - теллурической геохимического типа) субформации золото - серебряной формации (золото - кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, изучение минералого - геохимических особенностей золотого оруденения Болотистого рудного поля свидетельствуют о том, что оно, либо его

часть обладает одновременно и типоморфными признаками золото - редкометалльных формаций, также развитых как на Сихотэ - Алине, так и на Северо - Востоке России [16,18, 21].

На этапе отработки золотоносных россыпей Болотистого узла при минералогических исследованиях россыпного золота была установлена примесь палладия [5], и доказано, что палладий является весьма важным индикаторным микроэлементом россыпного золота из различных типов эродированных руд Болотистого поля. Его содержание составляет обычно первые граммы на тонну, достигая в отдельных случаях 10 - 20 г/т. В тех пробах золота, где установлен палладий, он коррелирует с медью, висмутом и теллурием, что свидетельствует, видимо, о их парагенетических связях. В целом, по - видимому, требует изучения вопрос о роли медьсодержащих ассоциаций, как признака проявленности в данном районе благороднометалльного оруденения [5].

В связи положением Сооли - Тормасинского рудного района на продолжении т. н. « меймечитовой линии », в пределах которой на Сихотэ-Алине установлено развитие ультраосновных вулканитов, выявленная в районе платиноидная минерализация может быть генетически связана с мантийными ультраосновными магматическими образованиями [10].

Отдельными исследователями отмечено большое сходство мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов Камчатки и Сихотэ-Алиня [10]. Имеющиеся материалы позволили нам независимо от этого сделать вывод о высоком сходстве геологического строения, состава продуктивного магматизма и золотого оруденения Болотистого рудного поля, и в целом Сооли - Тормасинского района с промышленными золоторудными полями Корьякско - Камчатской рудоносной провинции, также генетически тесно связанными с мезо - кайнозойским магматизмом и андезит - базальтоидным

вулканизмом (Абдрахимовское, Мутновское, Озерновское, др. рудные поля) [12, 13, 17, 18, 19, 20, 21].

Как и в рудоносных полях Корякско - Камчатской провинции, (где состав золотого оруденения заметно отличаться даже в соседних вулканогенных структурах центрального типа), состав оруденения, формационная принадлежность рудопроявлений в различных вулканогенных полях Северо-Западного Сихотэ - Алия, по-видимому, также определяется составом рудогенерирующей магмы каждого конкретного магматического очага (палеовулкана), уровнем магматической дифференциации и уровнем его эрозионного среза.

В связи с многоэтапностью проявления на Северо-Западном Сихотэ-Алине продуктивного щелочного базальтоидного вулканизма (от мела до квартера), связанное с ним золотое оруденение и золотоносные россыпи могут быть выявлены на самых разных стратиграфических и гипсометрических уровнях и границах.

Учитывая установленную в самородном золоте района значительную примесь меди и палладия, присутствие в рудной минерализации самой самородной меди с высокой примесью золота и палладия, вероятно, самостоятельного изучения заслуживает и вопрос о перспективах выявления здесь золото - медно - платиноидного оруденения, выявленного в ряде районов кайнозойского базитового магматизма, в т. ч. на Камчатке [3, 5, 16, 18, 19, 21].

Обладающие значительным своеобразием и глубинными мантийными корнями палеовулканы Северо-Западного Сихотэ - Алия, хранящие значительные ресурсы благородных металлов, заслуживают проведения более активных и глубоких исследований.

Литература

1. Апродов В.А. Неотектоника вулканические провинции, и великие сейсмические пояса мира. М. МГУ, 1965, 221 с.

2. Белоусов А.Ф. Методические рекомендации по изучению и картированию вулканических комплексов СНИИГиМС. Новосибирск, 1998. 88 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Росии. Владивосток. Дальнаука. 2006. Кн 1.- С. 1-572, Кн 2.- С. 573- 981;
4. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ - Алинская, лист М - 53 - XXX, Объяснит. записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111 с.
5. Иванов В.В., Замбржицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото - висмут - теллурического оруденения Сихотэ - Алия. Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции, посвящённой 90-летию академика Х.М. Абдуллаева Ташкент. Фан. 2002. с. 176 -179.
6. Изосов Л.А., Коновалов Ю. И. Западно - Сихотэ - Алинский окраинно - континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно - Тихоокеанской зоне перехода океан - континет. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
7. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии Т. 1, 2. М. Наука, М., 1971.
8. Магматогенно - рудные системы/ Власов Г.М., Компаниченко В.Н., Малышев Ю.Ф. и др. - М.: Наука, 1986. 256 с.
9. Малеев В.Ф. Вулканыты: - Справочник. М.: Недра. 1980, 240 с.
10. Марковский Б. А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л. Недра, 1981, 247 с.
11. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
12. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Изд-во Санкт - Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ. « Камчатприродресурс », 1999, 116 с.
13. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236 с.
14. Сухов В.И. : Тектоно - магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР. Дис...на соиск. учён. степ. д - ра геол. минерал. наук: - Хабаровск, 1980.- 311 с.

15. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. 2004, № 1, с. 92 – 105.
16. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ - Алин) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007.
17. Сушкин Л.Б. Геотектоническая позиция кайнозойского золотого оруденения Право - Соолийского рудно - россыпного узла (Западный Сихотэ - Алин) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С. 306 - 309.
18. Сушкин Л.Б. Новые представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ - Алин // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2007, Том V, С. 248 - 251.
19. Сушкин Л.Б. Особенности мезо-кайнозойских рудоносных палеовулканов Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны (Хабаровский край): Всеросс. Конфер, посвящ. 75 - летию Камчатской вулканологич. станции Тез. докл. Петропавловск - Камчатский, 2010.
20. Сушкин Л.Б. Золотоносность Сооли - Тормасинского рудного района (Западный Сихотэ - Алин) // Современные проблемы регионального развития: III Междунар. Конфер., Тез. докл. Биробиджан, 2010. С. 87 - 88.
21. Sushkin L.B. Mineralogical - geochemical features of Bolotisty gold ore field (West Sikhote – Alin). Tectonics and metallogeny of the Circum - North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the Leonid Parfenov Memorial Conference, Khabarovsk, ITiG FEB RAS, 2007. P. 546 - 547.

О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ВЕРХОВЬЯ р. КУН-МАНЬЁ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)**Сушкин Л.Б.**ООО «Проектинвест – ДВ», г. Хабаровск (sushkinl@rambler.ru)

Описываемая территория расположена на крайнем северо - востоке Амурской области, в южных предгорьях Восточного Становика, в верховьях рр. Май Половинной и Кун - Маньё.

В металлогеническом отношении данная площадь расположена в восточной части Северо - Становой зоны Становой области Олекмо - Становой медно - железорудной провинции Монголо - Охотского золотоносного пояса [8, 17]. В структурном плане она соответствует Становой СБС, основные структурные элементы которой были сформированы в раннем архее. В последующем они были неоднократно активизированы, особенно в мезозое. Основу Становой СБС на площади составляют гнейсо-пироксенокристаллосланцевые толщи нижнего архея, прорванные метабазами майско-джанинс-кого интрузивного комплекса. Важную минерагеническую роль в ее строении играют позднеархейско - раннепротерозойские гранитоиды протоорогенного этапа развития и сопряженные с ними средне- и низкотемпературные диафориты (эпидот – хлорит - биотитосланцевая формация) по нижнеархейским метаморфическим образованиям, прослеживающиеся вдоль Станового разлома.

Магматогенные образования позднемезозойского этапа тектономагматической активизации разделяются на две вулканоплутонические ассоциации (ВПА) - позднеюрско-раннемеловую и ранне-позднемеловую. Ранне - позднемеловая ВПА включает в себя раннемеловую дацит-риолитовую и позднемеловые монзонит-субщелочногранитную, трахидацит-риолитовую и андезит-базальтовую формации.

Сложное геологическое строение Становой СБС и полихронность ее минерагении предопределили

пространственную совмещенность друг с другом разновозрастных минерагенических подразделений в пределах одних и тех же геологических структур.

. Наиболее продуктивными являются раннеархейская, ранне-среднепалеозойская и позднемезозойская минерагенические эпохи. С ранним археем связаны месторождения и проявления апатита, титана, меди, железа, никеля, ниобия и редких земель, с позднеархейско-раннепротерозойской эпохой - формирование проявлений золота, мусковита, пьезокварца, редких земель и циркония.

Позднемезозойская минерагеническая эпоха характеризуется наиболее широким спектром полезных ископаемых. На ее начальных стадиях сформировались небольшие залежи железа вулканогенно-осадочного типа, с вулканитами позднеюрско-раннемеловой формации предположительно связаны проявления меди и ртути, а с позднемезозойскими магматическими образованиями - проявления золота, серебра, меди, молибдена, висмута, мышьяка, вольфрама, а также свинца. С кайнозойской эпохой связано формирование россыпного золота.

Большая часть верхнего течения р. Кун - Маньё расположена в пределах Северо-Становой металлогенической зоны, структурно приуроченной к зоне Станового разлома, активизированного в мезозое. В целом она изучена значительно слабее чем Предджугджурская зона Становой области.

Площадь расположена на стыке двух региональных структур: Алданского кристаллического массива и Становой складчато-блоковой системы (СБС). Большая её часть расположена в пределах Джугджурского блока, - одной из ключевых структур в составе Алданского щита. Основные структурные элементы

территории сформированы в раннем докембрии. В последующем они неоднократно подвергались активизации, особенно интенсивно в мезозое. Древнему кристаллическому фундаменту этой территории присущи все основные особенности структуры глубоко метаморфизованных комплексов гранулитовой фации [3, 5, 11, 12,].

Металлогенический облик этой территории в значительной мере определяется её положением в узле пересечения региональной зоны Станового разлома с мощной трансрегиональной рудоконцентрирующей структурой « РКС 132 -131 меридиана », контролирующей положение более 10 золотоносных рудно – россыпных узлов и полей, а также урановое и редкометальное оруденение Буреинского и Ханкайского срединных массивов. Отдельные исследователи относят эту РКС к разряду планетарных, связывая с ней как уникальное золотое руденение заполярного Куларского рудного района Якутии, так и не менее уникальное золото-урановое и золотое оруденение Северной и Южной Австралии[13].

За пределами долины верхнего течения р. Кун-Маньё рекогносцировочными маршрутами охвачены бассейны её притоков Отодёк, Аргаски, Ушкан, Бургалиндя, Бургалекан, Яктакан, Большая и Чёрная Анга, Инвакан, Кун и ряда более мелких водотоков.

Рудоперспективность данной площади определяется её положением в северном экзоконтакте Салгинского массива гранодиоритов продуктивного ираканского комплекса. Метаморфические и вулканогенные толщи прорваны поздне меловыми дайками гранодиорит-порфириров, андезитовых и диритовых порфириров ираканского комплекса, наиболее многочисленных на левобережье р. Кун-Маньё. В предгорьях Ушканского хребта развиты дайки габброидов (спессартитов). С дайковым комплексом тесно связаны метасоматиты пропилиит-березитового ряда, многочисленные кварц-сульфидные зоны и кварцевые жилы. Наиболее интенсивная жильно-

прожилковая безрудная минерализация, представленная тонкодрузовидным прозрачным кварцем установлена в бассейне р. Бургалиндя.

На всей площади отчётливо доминируют тектонические нарушения диагональной системы при подчинённой роли более поздних разрывов меридионального направления.

Проведённые работы позволили выявить в верховье р. Кун-Маньё в коренном залегании ряд контрастных сульфидно-варцевых и кварц-сульфидных зон и метасоматитов, большинство которых субпараллельны тектоническим бортам долины р. Кун-Маньё и северного контакта Салгинского массива. Положение большинства минерализованных зон в нижних частях рельефа позволяет предполагать незначительный уровень эрозионного среза золотого оруденения. Доминируют зоны восток-северо-восточного направления с Аз. 50-60°.

В северном подножии Атагского хребта - верховьях рр. Большая и Чёрная Анга, а также на Ушканском хребте установлены мощные зоны интенсивно осветлённых, аргиллизированных метаморфических пород, также имеющие ВСВ простираение.

На проявлении Аргаски на левом берегу р. Кун-Маньё рудоносное тело представлено зоной сульфидизированных, эпидотизированных и окварцованных гнейсов с содержанием золота до 3 г/т. Вблизи проявления отмечено также интенсивное развитие даек диритовых порфириров.

Кроме проявлений золота, связанных с поздне мезозойским этапом тектоно-магматической активизации, в пределах Северо-Становой МЗ вдоль зоны Станового разлома известны проявления золото-диафторитовой формации в гранулитах. В верховье реки Кун-Маньё диафториты, как правило, слабозолотоносны.

Вблизи южной границы площади, на проявлении Майском в пиритизированных диафторитах графит-кварц-альбит-эпидот-хлоритового состава по раннеархейским кристаллическим сланцам отмечаются согласные прожилки темно-серого кварца

с вкрапленностью пирита и халькопирита, одержание золота в которых достигает 3 г/т [13].

Рекогносцировочные поисковые работы ПГО « Таёжгеология » в верховье реки Кун-Маньё выполнялись параллельно с детальными поисково-оценочными работами на соседней Чайдахской площади вокруг золоторудного месторождение Колчеданный Утёс (1989-1992 г).

В целом, геологическое строение Чайдахская площади во многом аналогично верховью р. Кун-Маньё. Основным полезным ископаемым площади является рудное и россыпное золото. Наиболее широко представлен и изучен на сегодня не характерный в целом для Дальнего Востока золото - сульфидный тип оруденения, к которому относятся месторождение Колчеданный Утес, рудопроявления руч. Большого, Караялахское, Майское, проявления золота в верховьях рек Караялах, Иковка, Сологу - Чайдах, Бол. Чайдах, Бол. Инагли, Ток, Бол. Мутюки. С позиций рудно - формационного анализа перечисленные проявления соответствуют золото - сульфидно - кварцевому подтипу (субформации) халькофильной полиметалльно - золоторудной формации плутоногенных месторождений областей ТМА [13]. Они образуют фактически единый генетический ряд с проявлениями полиметаллических руд, также содержащих золото ($n - n \times 10$ г / т). При этом многие авторы, изучавшие рудопроявления Сфалеритовое, Молодежное, Сивактылякское, месторождение Колчеданный Утёс [6, 9, 13], отмечают в локализации оруденения важную роль скарнов, связанных с мезозойским гранитоидным магматизмом. К менее распространенному золото - серебро - кварцевому типу отнесены слабоизученные рудопроявления Серебряное, Иковское, Среднеинаглинское, а также более 30 более мелких проявлений и точек минерализации. Они образуют фактически единый генетический ряд с проявлениями

полиметаллических руд, также содержащих золото (1-5 г / т).

Главный золоторудный объект Сологу – Чайдахского поля - локализовано в нижнеархейской метаморфической толще. Оруденение образует пологую линзовидную залежь чередующихся массивных и вкрапленных колчеданных руд общей мощностью 15 - 20. Содержание золота в рудных телах характеризуется высокой контрастностью, изменяется от 5-10 до 50-70 г/т при среднем содержании 12,1 г/т, в отдельных случаях достигая 100-200 г/т. Отдельные рудные тела содержат промышленные концентрации платиноидов. Главные спутники золота серебро, медь, свинец, цинк, висмут, платиноиды. В одной золоторудной зоне южного фланга установлена аномальная концентрация редкого минерала муассанита.

Одним из наиболее важных геологических результатов детальных работ, проведенных на участке Колчеданный Утес, явилось выявление на месторождении и его флангах бурением значительных объемов метаультрабазитов, перекрытых в большинстве случаев рыхлыми отложениями. Учитывая то, что ультрабазиты являются концентраторами золота на Земле [16], отмеченную пространственную связь с ними золоторуденения нельзя считать случайной. Вероятно, метаультрабазиты узла их взаимодействия с мезозойскими гранитоидами являлись источником золота, железа и других элементов.

На вероятную генетическую связь золоторуденения с метаультрабазитами указывает присутствие в золоте месторождения Колчеданный Утес платиноидов (до 491 г / т), что значительно, - практически на порядок превосходит данные по большинству других золоторудных месторождений региона [10, 11, 14].

Широкое развитие в районе шлиховой золотоносности (около 30 % шлихов !), продуктивных гидротермалитов, элементов - спутников, индикаторов надрудного среза (Pb, Cu), а также положение известного оруденения в

наиболее низких частях современного рельефа свидетельствует о том, что мы, вероятно, имеем здесь дело со слабоэродированным золоторудным районом, что позволяет довольно высоко оценивать его перспективы [12, 13].

Это касается наряду с Купури - Майским золотоносным узлом и сопредельного бассейна реки Кун - Маньё, в пределах которого наряду с многочисленными ореолами продуктивных метасоматитов и участков интенсивной сульфидизации метаморфических пород, автором - в ходе рекогносцировочных поисковых работ ПГО « Таёжгеология » были обнаружены на обоих берегах отдельные делювиальные глыбы слабообохренных тонкосульфидизированных кварц - карбонатных золоторудных брекчий с содержанием золота до 25-30 г/т [13]. Возможно, коренные источники брекчий расположены в приводораздельном пространстве Ушканского хребта, где отмечено развитие секущих СВ и ВСВ минерализованных зон в виде рвов шириной 5 -15 м, выполненных элювием с обломками обохренного микробрекчированного кавернозного выщелоченного кварца с содержанием золота 0, n г/т.

В свете этих данных, пристального внимания и опоскования заслуживают южные предгорья Токинского Становика, в том числе Ушканский хребет, расположенный в центральной части отчётливо выраженной телескопированной кольцевой морфоструктуры диаметром около 20 км, которые играют важную роль в металлогении золота [2, 7, 17, 18]. В центральной части этой КМС, в районе доминирующей высоты - горы Хулуккун-Деммукин-Урэ отмечены аномальные неотектонические поднятия современного рельефа [3].

Близкий карбонат - кварцевый состав сульфидизированных золотоносных брекчий и жил с содержанием золота до 30 г/т был установлен ранее в Хабаровском крае на проявлениях соседнего Кононного рудно-россыпного района (проявления Улунгинское, Центральное),

расположенного на левобережье р. Май, в предгорьях Немериканского хребта - в 80 км восточнее верховья р. Кун - Маньё. Оба эти района Северо - Становой металлогенической зоны требуют проведения геологической съёмки 50 000 и своего дальнейшего опоскования.

Из других полезных в этом бассейне особого внимания заслуживает медно - никелевая минерализация и скандий, ореолы и потоки которых установлены в верхней части бассейна р. Кун - Маньё. Район открытого там в последнем десятилетии одноимённого промышленного медно - никелевого месторождения на левобережье р. Май [5], представляется перспективным и на золотое оруденение, учитывая его положение в зоне субширотных разломов, контролирующих Сологу - Чайдахское золоторудное поле, а также давно известную повышенную шлиховую золотоносность бассейнов рек Ата и Атага [11, 13].

С начала XX века известны разрозненные и нередко противоречивые сведения об обнаружении высоких концентраций платиноидов в верховье реки Май Удской и, в частности, на месторождении Колчеданный Утес [1, 4, 14]. Совокупность всех этих данных, указывает на возможности выявления в данном районе тел с высокими концентрациями платиноидов, в связи с чем вопрос о перспективах его платиноносности продолжает оставаться открытым.

Учитывая геотектоническую позицию Купури - Майского узла, широкое развитие здесь раннедокембрийских комплексов повышенной основности, оливин-магнетитовых, гранат - магнетитовых пород, древних интрузий ультрабазитового и базитового состава с ильменитом, гранатом, шпинелью, муассанитом, представляется обоснованным мнение отдельных исследователей о перспективности данной территории (А.И. Лобов, 1992 г.), и всей Алдано - Становой области и на алмазы.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о перспективности

верховья р. Кун-Маньё и Купури - Майского узла на широкий спектр полезных ископаемых: золото, серебро, полиметаллы, молибден, никель, медь, скандий, а также платиноиды и даже алмазы.

Автор посвящает свой скромный труд Памяти замечательного Человека и Гражданина, неутомимого Исследователя урановой, благороднометалльной и общей металлогении Амурского региона - Заслуженного Геолога России Анатолия Ивановича Лобова, 25 - летию открытия им в Хабаровском крае золоторудного месторождения Нони.

Литература

1. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск - Владивосток, А/О "Книжное дело".1928. 932 с.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток. Дальнаука, 1989. 402 с.
3. Гамалея Ю.Н., Громов В.В., Тархова М.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-I. М., 1969.
4. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. ч. I -IV .Петроград,1923-1925.692с.
5. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. и др. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России; Дальневосточн. регион. конфер. памяти А.П. Васьковского Тез. докл. Магадан. СВНЦ ДВО РАН, 2006. с. 117 – 119.
6. Карсаков Л.П., Романов Б.И. Золоторудное месторождение Колчеданный Утёс//Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, Наука.1976, с.118 - 121.
7. Невский В.А., Фролов А.А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М. Недра, 1985. 247 с.
8. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
9. Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утёс// Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра.1991, вып.1, с.171-178.
10. Сушкин Л.Б. Метаультрабазиты и базиты бассейна р. Сологу-Чайдах// Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра.1992, вып. 2, с.129 - 134.
11. Сушкин Л.Б. Геология Сологу-Чайдахского золоторудного поля// Тихоокеанская геология, Т. 19, 2000, № 1, с. 56 - 65.
12. Сушкин Л.Б. К вопросу о металлоносности Купури - Майского междуречья// Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Международная научная конференция. Тез. докл. Благовещенск: АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, 2001, С.150 – 152.
13. Сушкин Л.Б. Металлогенический потенциал Купури-Майского золотоносного узла (Восточный Становик)// Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. II Российская Конференция по Проблемам Геологии Докембрия. Тез. докл. СПб, 2007.
14. Сушкин Л.Б. Колчеданный Утёс - платиноидно-золоторудное месторождение в гранулитах (Восточный Становик)// Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. II Российская Конференция по Проблемам Геологии Докембрия. Тез. докл. СПб, 2007.
15. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. :ЦНИГРИ, 1989, 235 с.
16. Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М. Наука, 1967, 268 с.
17. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
18. Sillitoe R.H. Exploration and discovery of base-and precious metal deposits in the Circum - Pacific region - a late 1990s update/ Resource Geology Special Issue No 21, Tokyo, 2000, 65 p.

СПЕЦИФИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ (ОТ КАРУ-МОД ДО КЕРГЕЛЕНА)**Сушевская Н.М.^а, Беляцкий Б.В.,^б Лайба А.А.^в**^а *Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского (ГЕОХИ), РАН, Москва, (nadsus@gmail.com).*^б *ВНИИОкеангеология, С.-Петербург.*^в *Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, 189510, С.Петербург, Ломоносов,*

Вопрос о глубинном положении горячих областей (и более низкоскоростных) в оболочках Земли имеет в настоящее время большое значение, поскольку непосредственно затрагивает возможность пространственного (горизонтального, а не только вертикального) перемещения конвективных мантийных потоков. Всестороннее изучение свойств и геохимического характера магматизма позволяет подойти к расшифровке пространственно-временного распространения вещества плюмов в литосфере, определить длительность существования плюмов и их эволюцию в условиях литосферы, а также оценить их влияние на процессы дезинтеграции литосферных плит.

В пределах восточной Антарктиды интенсивный магматизм связан с возможным воздействием двух крупных плюмов: Кару-Мод (западная часть восточной Антарктиды) и восточнее данной области - Кергелена. Внедрение плюма Кару-Мод в верхние горизонты литосферы произошло около 180 млн. лет назад и затронуло южную оконечность Африки и западную часть Восточной Антарктиды и во многом предопределило последующий раскол суперконтинента Гондваны [4,9,13]. Позднее, около 130 млн. лет назад, вблизи спрединговой зоны открывающегося Индийского океана произошло внедрение Кергелен-плюма, которое не только существенно повлияло на характер океанического магматизма и привело к образованию многочисленных океанических поднятий (Восточно-Индийский хребет, поднятие Афанасия Никитина, плато Натуралист, возможно, поднятие Конрад), но также затронуло и континентальные окраины

Индии (траппы провинции Раджмахал) и Австралии (базальты Банбери) [3,6,11].

Юрский магматизм Антарктики распространялся вдоль ослабленных зон земной коры на окраинах Восточной Антарктиды: вдоль Трансантарктических гор и Индоокеанского побережья [6,7]. Крайние западные проявления этого магматизма представлены базальтами и долеритами западной части Земли Королевы Мод (ЗКМ), и по составу относятся к толеитовому типу магматизма разной степени геохимического обогащения [14]. Формирование магматических комплексов ЗКМ (горы Вестфьелла, Хеймифронтфьелла и Кирванвегген, плато Альманрюген) происходило в временном диапазоне от 190 до 175 млн. лет назад с пиком магматической активности около 178 млн. лет назад [14,15]. Воздействие плюма на литосферу носило длительный многостадийный характер, в отличие от кратковременного (1 - 4 млн. лет) магматизма, обычно сопровождающего внедрение мантийных плюмов в литосферу. Магматизм продолжался как минимум 20 - 30 млн. лет, в течение которых формировались серии даек и потоков, расположенных радиально от центра плюма, покрывая площадь около 145 000 км² вдоль побережья Антарктиды (ЗКМ) [12].

Выявленная крупная интрузия основного состава, которая маркируется высокоамплитудной (сотни нанотесл) магнитной аномалией [7] протягивающаяся вдоль побережья Земли Королевы Мод, может служить косвенным подтверждением распространения плюма Кару - Мод на восток.

Горный оазис Ширмахера расположен в центральной части Земли Королевы Мод и составляет вместе с примыкающими

нунатаками наиболее северный обнаженный район в обширной горной цепи, протягивающейся через весь регион. Оазис представляет собой холмистую полосу горных выходов, протягивающуюся в широтном направлении на 20 км при максимальной ширине 4 км. Комплекс мезозойских долеритов (базитов) распространен по всему оазису Ширмахера. Дайки долеритов прорывают все известные метаморфические толщи, метаграниты и metabазиты, жилы пегматитовых серий, а также щелочные лампрофиры развитые в пределах оазиса, свидетельствуя тем самым, что долериты являются наиболее молодыми магматитами района. Протяженность даек не превышает 250 – 270 м, но обычно составляет первые десятки метров. По петрографическому составу дайки относятся к оливиновым и безоливиновым долеритам и габбро-долеритам, подвергшимся в различной степени вторичным изменениям. Долериты представляют собой порфиоровые, а габбро-долериты – равномернозернистые породы с микродолеритовой, микрогаббровой или витрофировой структурой основной массы. Порфиоровые вкрапленники составляют 10 – 25 % объема породы и сложены оливином и клинопироксеном. Возраст долеритов оазиса Ширмахера, оцененный самарий-неодимовым изохронным методом по пороодообразующим минералам (пироксен, плагиоклаз, вал), соответствует 171 ± 24 млн. лет и в пределах погрешности также совпадает с возрастом юрского магматизма ЗКМ и юго-восточной Африки [16]. По химическому составу большинство базальтов и долеритов оазиса Ширмахера могут быть отнесены к слабощелочным магнезиальным базальтам с вариациями содержания K_2O от 0.6 до 1.6 вес. %, TiO_2 от 0.7 до 2.0 % и MgO от 10 до 17 %. На основании геохимического, изотопно-геохимического и петрологического сходства, а также одновременности образования, мезозойский базитовый магматизм оазиса Ширмахера может быть отнесен к производным плюмового магматизма (как в Антарктиде, западная часть ЗКМ, так и в юго-восточной Африке,

провинция Кару), приписываемым деятельности мантийного плюма Кару-Мод.

В отличие от плюма Кару - Мод Кергелен-плюм внедрялся в уже раскрывшийся океанический бассейн, что не могло не повлиять на его геохимическую специфику. При этом возможное раннее распространение плюма в реконструкциях на 130 млн. лет назад моделируется по проявленному на континентальных окраинах магматизму (рис. 1). В первую очередь, это относится к провинции Банбери на юго-западном побережье Австралии и проявлению магматизма на восточном побережье Индии (траппы Раджмахал). В тоже время, большая площадь магматизма, связанного с Кергелен-плюмом, в настоящее время предположительно находится ниже уровня моря и фиксируется только по сейсмическим данным в северной части Бенгальского залива, а также на плато Натуралиста [10]. Предполагается, что сам Кергелен-плюм также имел широкое распространение в северо-восточном направлении (т.е. имел неклассическую изометрично-концентрическую форму при внедрении в литосферу). Все это привело к широкому развитию обогащенных толеитов в пределах ранних стадий раскрытия Индийского океана.

Наиболее поздние Мезо-Кайнозойские проявления внутриплитного магматизма (щелочно-ультраосновные интрузии, силлы и дайки кимберлитов, лейцититовые базальты массива Маннинг) Восточной Антарктиды локализованы в районе гор Принц-Чарльз (Земля Мак-Робертсона), и Берега Принцессы Елизаветы (щелочные вулканы – г.Гауссберг) и расположены на 3000-4000 км восточнее ЗКМ. Прерывистая цепочка из 6 штоковых тел юрско-меловых даек протягивается на 15 км вдоль восточного берега озера Бивер, маркируя их приуроченность к субмеридиональной зоне глубинных разрывных нарушений, ограничивающих восточный борт грабена озера Бивер [17].

Проведенное исследование щелочно-ультраосновного магматизма оазиса Джетти показало, что в целом он близок к мезозойскому магматизму оазиса Ширмахер и

ЗКМ, а также вскрытым скважиной 749 (программы глубоководного бурения) толеитовым базальтам, имеющим возраст 113 млн лет и связанным с деятельностью плюма Кергелен [5], и базальтам плагиоклаз порфиновой серии древнего поднятия Афанасий Никитин в Индийском океане (рис.2) [1]. Составы оливинов из Южного и Северного тел оазиса Джетти, даек ультраосновных лампрофиров вблизи озера Бивер, а также биотитового пикрита из массива Миридит, расположенного в 100 км к югу от оазиса Джетти, характеризуются сходными вариациями с широкой дисперсией по магнезиальности (ряд Fo от 75 до 91.5). Подобно базальтам Земли Королевы Мод изученные пикриты отличают высокие значения отношения радиогенных свинцов к ^{204}Pb изотопу свинца, при этом надо отметить, что отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ достигает величины 39.5. Родоначальные магмы долеритов оазиса Ширмахера характеризовались средними значениями первичного изотопного состава – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.502$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.114$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.026$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70568$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512629$ и близки составам толеитов древнего поднятия Афанасия Никитина, образование которого происходило 90 млн. лет назад вблизи прото-Юго-Восточного Индийского хребта, а также толеитам центральной части о. Кергелен, возраст которых 115 млн. лет (рис.2б). Континентальная природа щелочно-ультраосновного комплекса оазиса Джетти отчетливо видна на графике отношений $\epsilon^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, где хорошо прослеживается тренд от слабообедненных до обогащенных разностей, в пределах которого расположены как щелочные магмы, так и мантийные ксенолиты (рис.2а).

Распространение плюмового вещества вдоль ослабленных зон определяются возможностью глубинных течений – перемещений плюма, происходящих на разных уровнях литосферы и подлитосферной мантии. Их образование предположительно связывается с активизацией сублитосферной мантии Антарктиды под воздействием Кергелен-плюма, а внедрение даек и силлов щелочно-ультраосновного состава оазиса

Джетти напрямую коррелируется с начальными стадиями воздействия Кергелен-плюма на литосферу Антарктиды 130 – 105 млн. лет назад. Длительное существование глобальных плюмов и их способность к горизонтальному перемещению подтверждают и результаты численного моделирования [2].

Возможно, проникновение плюмовых магм в пределах Антарктиды на восток вдоль древней коллизионной зоны отражает процессы, протекавшие в апикальной части плюма приблизительно 180 – 110 млн. лет назад. Установленное геохимическое сходство базальтов, формирующихся на континентальной окраине восточной Индии (траппы Раджмахал) и юго-западной Австралии (базальты Банбери), и толеитов плато Кергелен предполагает ассимиляцию древней Гондванской континентальной коры формирующимися базальтовыми расплавами [8]. Можно предположить, что суперплюм Кару-Мод является примером глубинного плюма, зародившегося на границе ядро-мантии. Его проникновение в верхние слои литосферы привело к расколу Гондваны и отделению Африки от Антарктиды. Затем в течение продолжительного времени (около 40 млн. лет) могло происходить его растекание вдоль уже существовавших в верхних частях литосферы границ и приводило к формированию более молодых мантийных плюмов – Парана – Этендека и Кергелен. Распространение плюмового вещества вдоль ослабленных зон Гондваны на юг (долериты провинции Ферар в Трансантарктических горах) и на восток (от западной части Земли Королевы Мод до гор Принс-Чарльз) Антарктиды отражает возможные глубинные перемещения плюма, происходившие, вероятно, на разных уровнях литосферы и подлитосферной мантии. Это может объясняться длительной историей жизни плюма Кару-Мод, которая началась около 180 млн. лет назад, и его распространением на восток вдоль коллизионных зон восточной Антарктиды, вплоть до оазиса Джетти (130 - 110 млн лет), и далее в Индийский океан [18]. Где он

продолжает функционировать в виде плюма Кергелен, начиная со 110 млн лет назад.

Литература

1. Borisova A. Yu., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V. and Sushevskaya N.M. Petrogenesis of an olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust // Journal of Petrology, 2001, v. 42, №2, P. 277-319.
2. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., et al. Plume head – lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries. Tectonophysics. 2007. V. 434 (1-4). P. 15-38.
3. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A. et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. Journal of Petrology. 2002. V. 43. P. 1121-1139.
4. Elliot D.H., Fleming T.H., Kyle P.R., Foland K.A. Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar Large Igneous Province. Antarctica. Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 89-104.
5. Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., et al., Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // Earth and Planet. Sci. Letters. 2000. 176. P. 73-89.
6. Frey F.A., McNaughton N.J., Nelson D.R., et al. Petrogenesis of the Bunbury basalt, western Australia: interaction between the Kerguelen plume and Gondwana lithosphere? Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 144. P. 163-183.
7. Golynsky A.V., Chiappini M., Damaske D., et al. ADMAP – a digital magnetic anomaly map of the Antarctic. in: Antarctica – contributions to global Earth Sciences. Futerre D.K. Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. (eds.). Springer-Verlag, Berlin. 2006. P. 109-116.
8. Ingle S., Weis D., Scoates J.S., Frey F.A. Relationship between the early Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. Earth Planet. Sci. Lett.. 2002. V. 197. P. 35-50.
9. Jokat W., Boebel T.M., Konig M., Meyer U. Timing and geometry of early Gondwana breakup. Journal. Geophys. Res. 2003. V. 108(B9). 2428. doi:10.1029/2002JB001802.
10. Kent R. Lithospheric uplift in eastern Gondwana: Evidence for a long-lived mantle plume system? Geology. 1991. V. 19. P. 19-23.
11. Kent W., Saunders A.D., Kempton P.D., Ghose N.C. Rajmahal basalts, eastern India: mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Mahoney J.J., Coffin M.F. (eds). Geophys. Monogr. V. 100. AGU. Washington DC. 1997. P. 145-182.
12. Leat P.T., Curtis M.L., Riley T.R., Ferraccioli F. Jurassic magmatism in Dronning Maud Land: synthesis of results of the MAMOG project. U.S. Geological Survey and the National Academies. USGS OF-2007- 1047. Short Research Paper 033; doi: 10.3133/of2007-1047 srp033.
13. Storey B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature. 1995. 377. 301-308.
14. Vuori S. K., Luttinen A. V. The Jurassic gabbroic intrusions of Utpostane and Muren: insights into Karoo-related plutonism in Dronning Maud Land. Antarctica. Antarctic Science. 2003. V. 15. P. 283-301.
15. Zhang X., Luttinen A.V., Elliot D.H., et al. Early stages of Gondwana breakup: the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Jurassic basaltic rocks from western Dronning Maud Land. Antarctica. and implications for the timing of magmatic and hydrothermal events. Journal of Geophys. Res. 2003. 108. B9. P. 2449. doi: 10.1029/2001JB001070.
16. Беляцкий Б.В., Суцевская Н.М., Лейченко Г.Л. и др. Мезозойский магматизм оазиса Ширмахера – как проявление суперплюма Кару-Мод. Доклады РАН 2006. Т. 406 (1). С. 128-131.
17. Лайба А.А., Андроников А.В., Егоров Л.С., Федоров Л.В. Штокообразные и дайковые тела щелочно-ультраосновного состава в оазисе Джетти (горы Принс-Чальз, Восточная Антарктида). В: Геолого-Геофизические исследования в Антарктике. 1987. Ленинград. ПГО «Севморгеология». С. 35-47.
18. Суцевская Н.М., Б.В.Беляцкий, Г.Л.Лейченко, А.А.Лайба. Эволюция глубинного плюма Кару-Мод в Антарктике и его влияние на магматизм ранних стадий раскрытия Индийского океана. 2009. Геохимия. №1. С. 3-20.

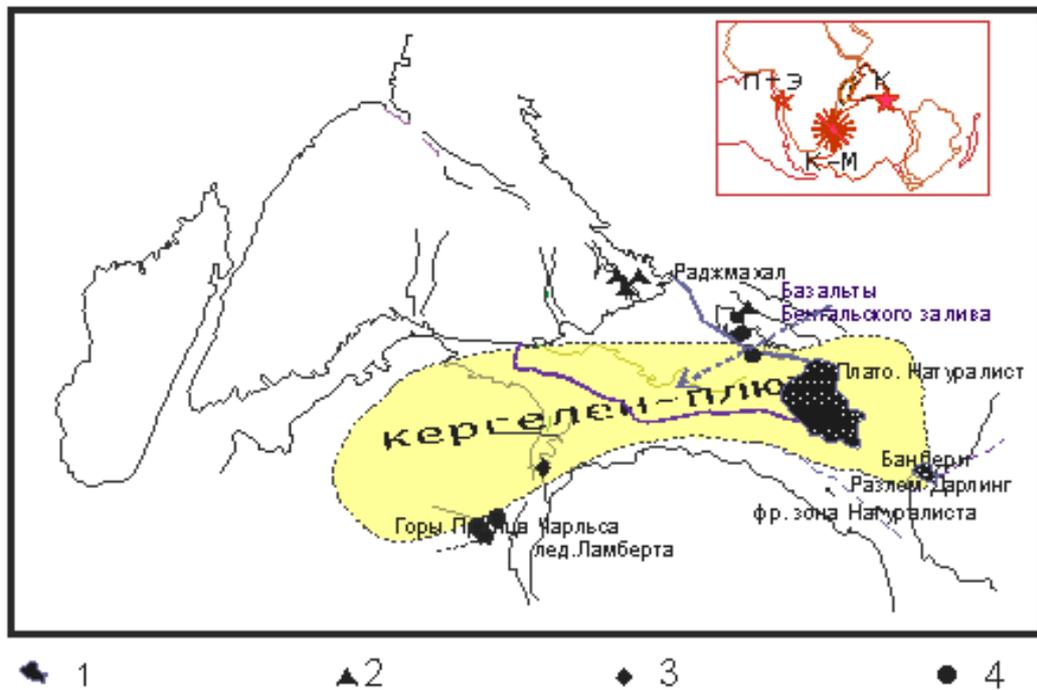


Рис. 1. Распространение плюма Кергелен на ранних стадиях раскрытия Индийского океана. Модифицированный рисунок по [10].

Условные обозначения: 1 – поле распространения базальтов, 2 – находки флогопитовых минеттов, 3 – мончиквитов, 3 – щелочных пород. Темной сплошной линией показано поле распространения базальтов в пределах Бенгальского залива по геофизическим данным [10]. На вставке показана симметричность проявления плюмов Парана – Этендека (П-Э) и Кергелена (К) относительно плюма Кару-Мод (К-М) в реконструкциях на возраст 180 млн лет.

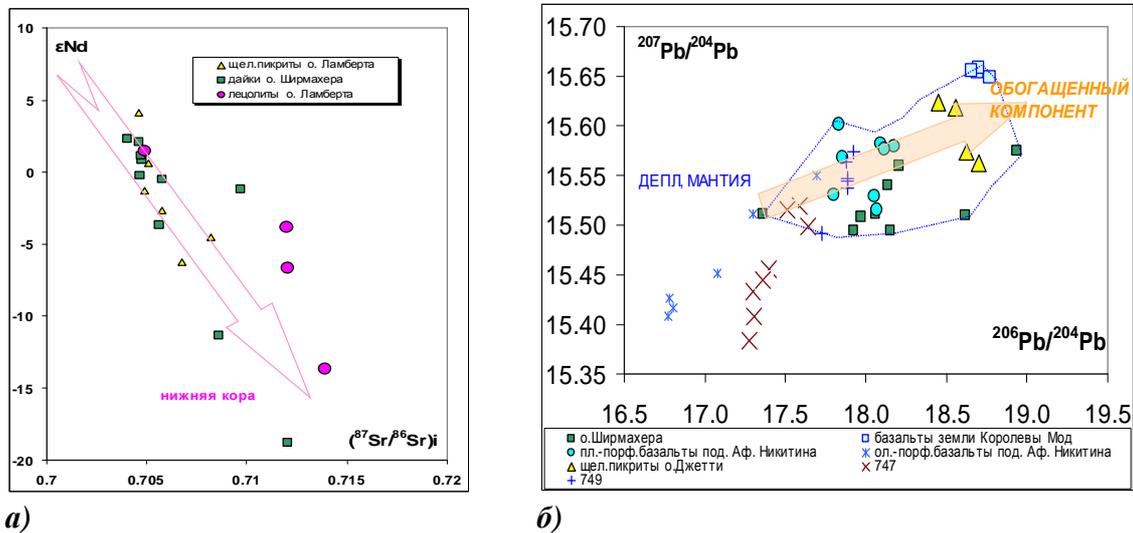


Рис.2. Вариации изотопов Pb, Sr и Nd в плюмовых источниках ЗКМ, оазисов Ширмакера, Джетти и плато Кергелен.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ**Сьедин В.Т., Мельниченко Ю.И.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия
(sedin@poi.dvo.ru)*

Филиппинское море (ФМ) занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Оно более других окраинных морей выдвинуто в сторону океана и единственное среди них со всех сторон окружено системой активных островных дуг и глубоководных желобов. Благодаря своему уникальному положению ФМ давно привлекает пристальное внимание исследователей. Однако вопрос его происхождения до сих пор не решен однозначно. Существуют самые полярные точки зрения на его природу. Говорят о формировании впадины ФМ на раздробленной окраине Азиатского континента и о заложении моря на западной (приматериковой) части Тихого океана. Все исследователи признают определяющую роль в эволюции впадины ФМ тектонических и магматических процессов, которые обычно объединяют в единые (и отдельные) тектоно-магматические этапы.

Впервые о периодичности тектоно-магматических процессов для ФМ сказал Д. Кариг [24]. Позднее о тектоно-магматических этапах (циклах, периодах, эпизодах, эпохах) ФМ говорили многие авторы: Н.А.Богданов (1987, 1988, 1999); Ю.Б.Евланов (2000); Г.Л.Кириллова (1992); Д.Хэйс (1984); А.Я. Шараськин (1981, 1982, 1984, 1989, 1992 и др.) и другие авторы, в том числе и один из авторов настоящей работы [7]. Наиболее серьезные отличия у разных исследователей касаются определения времени формирования Западно-Филиппинской котловины.

В последние десятилетия 20-го века нами в рейсах получены многочисленные новые материалы, которые, наряду с опубликованными данными, позволяют по новому подойти к выделению и обоснованию тектоно-магматических этапов в ФМ. Целью настоящей работы является выделение тектоно-магматических этапов в ФМ. Проведенные исследования основаны

главным образом на геологических данных и, прежде всего, на изучении вулканизма – общепризнанного индикатора тектонических (геодинамических) процессов. Описание тектоно-магматических этапов приведено отдельно для каждой из наиболее значимых структур ФМ. Особое внимание уделяется Западно-Филиппинской котловине и хребту Кюсю-Палау.

Западно-Филиппинская котловина (ЗФК) - самая крупная структурная единица ФМ. Она занимает всю западную часть моря. Котловина характеризуется сложным сочетанием положительных и отрицательных морфоструктур разного типа. Среди них выделяются: 1 - крупные глыбовые изометричные поднятия (плато и короткие хребты), 2 – абиссальные равнины, 3 - протяженные линейные тектонические зоны разломов [8, 9]. Крупные изометричные поднятия расположены в северо-западной части ЗФК и представлены плато Амами, Урданета, Бенхам и хребтами Дайто и Оки-Дайто. Плато Амами изучалось только при помощи драгирования. Поднятые образцы представлены главным образом вулканическими породами, а также интрузивными (габбро, тоналиты и трондземиты) и осадочными образованиями [21]. Возраст двух образцов базальтов (К-Аг метод) составляет 82.4 ± 2.2 и 85.1 ± 2.1 млн.лет, а для трахиандезита (Аг-Аг метод) – 48.5 ± 2.1 млн.лет [21]. Возраст тоналита (К-Аг метод) по породе составляет 69.5 ± 2.0 млн. лет и по амфиболу - 75.1 ± 2.4 млн. лет [21]. Хребет Дайто изучался при помощи драгирования и глубоководного бурения (скв. 445 DSDP). Здесь были подняты в основном вулканические, а также интрузивные, метаморфические, и осадочные породы. Изотопные определения по магматическим породам

не известны. Возраст одного образца метаморфической породы (К-Аг метод по породе) составляет 49 ± 3.7 млн. лет [21]. В основании скв. 445 была вскрыта толща среднеэоценовых осадочных пород с восемью горизонтами конгломератов, в которых среди обломков преобладают вулканические породы (более 90%), мезозойские рифовые известняки (иногда с обломками базальтов) и среднеэоценовые биокластиты [Intl. Reps., 1980]. Наличие в мезозойских известняках обломков вулканических пород свидетельствует о более раннем образовании последних. На хребте Оки-Дайто, несмотря на довольно многочисленные исследования [2; 5; 13; 21 и др.], изотопные датировки вулканических пород практически отсутствуют. Нами [7; 13] в центральной части хребта подняты высокотитанистые толеиты позднемелового возраста (К-Аг метод по породе) составляет 78.2 ± 2 млн. лет. Остальные авторы [2; 5; 21 и др.] выделяют здесь позднемезозойский и эоценовый комплексы. Во впадине Дайто (между хребтами Дайто и Оки-Дайто) скв. 446 вскрыла в раннеэоценовых осадках 23 силла высокотитанистых базальтов, аналогичных базальтам океанических островов и поднятий. Изотопный возраст одного из образцов базальтов этой скважины - 48.2 ± 1.0 млн. лет (К-Аг метод), а три других образца (Аг-Аг метод) имеют более древний позднепалеоцен-раннеэоценовый ($54.1 - 56.7$ млн. лет) возраст [22]. Палеоэоценовые определения возраста не согласуются со стратиграфическим положением базальтов в этой скважине. Несколько южнее хребта Оки-Дайто (некоторые авторы выделяют здесь хребет Лапу-Лапу) в скв. 294 разбурены среднеэоценовые высокотитанистые щелочные базальты. Возраст одного из образцов базальтов (Аг-Аг метод) - 48.8 ± 2.0 млн. лет. [30]. Плато Урданета изучалось сотрудниками ДВО РАН в 3-х рейсах. Нами на одной из построек подняты глыбы и обломки высокотитанистых щелочных базальтов, трахитов и фонолитов. Изотопные определения (К-Аг метод) составляют для базальта - 39.1 ± 3.0 млн. лет, трахита - 40.0 ± 5.0 млн. лет и фонолита - 23.1 ± 3.0 млн.

лет [4; 31]. Плато Бенхам изучалось бурением (скв.292) и драгированием на г. Виноградова, расположенной в районе стыка плато и Центрального разлома [17; 22; 31]. В скв. 292 под позднеэоцено-олигоценовыми известняками разбурены базальты (высокотитанистые толеиты гавайского типа), для которых известно три определения возраста (К-Аг и Аг-Аг методы) - 37.1 ± 1.0 ; 38.2 ± 1.0 и 49.0 ± 2.0 млн. лет [22; 30]. Такие определения возраста базальтов хорошо согласуются с их стратиграфическим положением. На г. Виноградова были подняты щелочные базальты и трахиты. Возраст (К-Аг метод) базальта - 22.0 ± 2.0 и трахита - 26.0 ± 3.0 млн. лет, что отвечает позднеолигоцен-раннемиоценовому времени [17; 31]. Итак, изучение изометричных поднятий ЗФК показало, что в их пределах выделяется 3 тектоно-магматических этапа: 1 - позднемезозойский (позднемеловой), 2 - среднеэоценовый; 3 - позднеолигоцен-раннемиоценовый. При этом, в северной части ЗФК (плато Амами, хребты Дайто, Оки-Дайто и Лапу-Лапу) известны первые два этапа, а на плато Бенхам и Урданета - второй и третий этапы. Изометричные поднятия были сформированы в позднем мезозое, а затем, по крайней мере, дважды (в среднеэоценовое и позднеолигоцен-раннемиоценовое время) подверглись тектонической активизации.

Абиссальные равнины ЗФК изучались с помощью бурения (скв. 290, 447 и 1201) и драгирования. Скважины расположены в восточной части котловины севернее Центрального разлома. В двух из них (скв.447; 1201) вскрыты базальты, аналогичные океаническим толеитам. Данные изотопных определений по базальтам этих скважин отсутствуют. Известно, что они залегают под позднеэоценовыми осадками, т.е. возраст базальтов можно определить как допозднеэоценовый. Время образования фундамента ЗФК обычно определяется по данным магнитных аномалий. З. Бен-Аврахам с соавторами (1972) считал их мезозойскими, а возраст котловины, соответственно, - позднемезозойским.

Большинство же других авторов [23] считают их кайнозойскими, а возраст ЗФК, вслед за Д. Каригом [24] - палеогеновым. Недавно появились данные о возрасте магматических пород, поднятых в самой западной части ЗФК (бассейн Хуатунг - западнее о. Тайвань). С небольших поднятий дна здесь были подняты габброиды, возраст которых (по амфиболу, Ar-Ar метод) соответствует 116.2 ± 4.2 и 121.2 ± 4.6 млн.лет [18]. Эти результаты находятся в соответствии с возрастом поднятых здесь осадочных пород (баррем) и данными новой интерпретации магнитных аномалий в бассейне, согласно которым раскрытие бассейна происходило с 131 до 119 млн.лет [18]. Мы полагаем, что фундамент абиссальной части ЗФК сформировался в позднемезозойское (раннемеловое-позднеюрское (?)) время, как и в прилегающей с востока к ФМ части Тихого океана (Восточно-Марианская котловина).

Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы) как отдельный тип морфоструктур в ФМ выделен нами недавно [8; 9; 12], хотя давно известен в ФМ, начиная с работ Г.Хесса (1948; 1952). В ЗФК нами выделяются Центральный, Широкий, Южный разломы и разлом 11° градуса. Геологические исследования (бурение и драгирование) проводились только в зоне Широкого (скв. 291) и Центрального (скв. 293) разломов. В скв. 291 под раннеэоценовыми осадками разбурены базальты, что может указывать на их дораннеэоценовый возраст. В западной части Центрального разлома (скв.293) под позднеэоценовыми осадками была вскрыта тектоническая брекчия, обломки в которой представлены базальтами, долеритами и габброидами. Возраст одного из обломков габбро (Ar-Ar метод) составляет 42.0 млн. лет [22; 30]. Приведенные данные свидетельствуют об эоценовой тектоно-магматической активности этой части разлома. В зоне стыка Центрального разлома и плато Бенхам расположена г. Виноградова, которая характеризуется позднеолигоцен-раннемиоценовой вулканической активностью [17; 31]. В недавней работе [19]

также приведены данные о позднеолигоценном возрасте (26-28 млн. лет) вулканических пород, поднятых в центральной и восточных частях разлома. Согласно проведенным В.В.Жигулевым [3] геотермическим расчетам в зоне Центрального разлома (район его сочленения с хребтом Кюсю-Палау) в позднеолигоценное время (порядка 25 млн. лет) оформилась тепловая аномалия. Это также свидетельствует о проявлении здесь позднеолигоценной тектонической активности. В локальных впадинах Широкого и Центрального разломов подняты образования офиолитового комплекса (апогарцбургитовые серпентиниты), которые имеют, скорее всего, позднемезозойский возраст и выведены на поверхность тектоническими процессами [12; 31]. Мы полагаем, что разломы ЗФК сформировались как фрагменты регматической сети ещё в период образования абиссальной части котловины - в позднемезозойское время. Позднее, в кайнозое, они активизировались. Максимально тектоническая активность коснулась зоны Центрального разлома в эоценовое и в позднеолигоцен-раннемиоценовое время. Итак, анализ данных по всем структурам ЗФК позволяет выделить в её пределах три тектоно-магматических этапа: 1 – позднемезозойский (ранне- и позднемеловой), 2 - среднепалеогеновый (ранне-среднеэоценовый), 3 - позднеолигоцен-раннемиоценовый. Наиболее мощный этап - позднемезозойский, в результате которого сформировались абиссальное ложе котловины (раннемеловой (?)) и наложенные изометричные поднятия (позднемеловой). Второй и третий этапы отвечают периоду кайнозойской перестройки ЗФК и тектонической активизации всех её основных структур.

Котловины Сикоку и Паресе-Вела расположены в восточной части ФМ. По мнению практически всех исследователей это новообразованные структуры. Время их формирования, вслед за Д. Каригом (1975), на основании геолого-

геофизических данных принимается как позднеолигоцен-раннемиоценовое с некоторыми вариациями по абсолютным значениям. Обычно - 30-17 (реже - 15) млн. лет [14-16; 22; 25; 28; 29 и др.]. В центральной части котловины Сикоку были пробурены три скважины (скв. 442, 443, 444), которые под миоценовыми осадками вскрыли раннемиоценовые базальты [22]. В скв. 444-А встречен 10-метровый силл щелочных долеритов, отделенный от нижележащих базальтов, 20-метровой осадочной толщей. Возраст щелочного силла (К-Аг метод) среднемиоценовый – 14.7 ± 2.1 млн. лет [22]. При изучении гор Кинан, которые считаются пострифтовыми образованиями, с одной из вершин поднята глыба базальта среднемиоценового (позднемиоценового (?)) возраста [21; 28]. В котловине Паресе-Вела пробурены четыре скважины (скв. 53; 54; 449; 450), которые прошли осадки разного возраста (поздний олигоцен – средний миоцен) и вошли в базальты [22]. При драгировании зоны разлома Яп в локальных впадинах были подняты базальты (предположительно в основном раннемиоценового возраста) и породы офиолитового комплекса [1; 17; 31]. Во впадине Айпод также были подняты базальты с возрастом около 8.0 млн. лет [31], образование которых мы связываем с тектонической активностью, обусловленной формированием локальных впадин уже после становления основного ложа котловины. Приведенные геологические данные позволяют выделять в котловине Сикоку и Паресе-Вела два тектономагматических этапа: позднеолигоцен-раннемиоценовый (основной) и средне-позднемиоценовый (пострифтовый). В основной этап формировалось основное ложе котловин, а в пострифтовый, обусловленный их тектонической активизацией, - локальные впадины разлома Яп в котловине Паресе-Вела и горы Кинан в котловине Сикоку. Детальные геофизические работы в период действия проекта CSSP (Continental Shelf Survey Project, 1983-1997 г.г.) подтвердили геологические данные и внесли лишь некоторые уточнения по

особенностям эволюции котловин Сикоку и Паресе-Вела [25; 28; 29].

Марианская котловина (Марианский внутридуговой трог) довольно хорошо изучена с помощью подводных аппаратов, драгирования и бурения. Согласно представлениям большинства авторов [14-16; 22; 24 и др.] Марианский трог образовался в позднемиоцен-четвертичное время в результате внутридугового спрединга или рифтогенеза. Вероятно, в это же время образовался и внутридуговой трог Нисиносима.

Хребет Кюсю-Палау (КП) одна из ключевых структур Филиппинского моря. Хребет КП состоит из 3-х обособленных частей (фрагментов) – Северный (о. Кюсю – 24°N), Центральный (23°N – 14°N) и Южный КП (14°N - о. Палау), каждый из которых имеет различное простирание: [10; 11]. Хребет КП одна из самых изученных структур ФМ. На Северном КП пробурена скв. 296, которая под позднеолигоценными известняками с пепловыми прослоями вскрыла мощную толщу (более 600 м.) позднеолигоценных вулканогенно-осадочных образований с обломками вулканических пород [22], что указывает на проявление здесь в это время вулканической активности. На Северном КП драгированием также изучены 4 возвышенности, на 3-х из них подняты магматические породы [21]. Возраст гранитоидов г. Комахаси-Дайни (9 определений К-Аг и Аг-Аг методы) изменяется от 26.2 до 51.0 млн. лет. [6; 19; 20; 21; 26]. При этом семь определений имеют среднеэоценовый возраст (37.4-51.0 млн. лет), что, вероятно, и отвечает истинному возрасту пород. На г. Минами-Кохо подняты тоналиты с возрастом (К-Аг метод) 48.5 ± 1.4 млн. лет [21]. Приведенные данные указывают о проявлении на Северном КП двух тектономагматических этапов: - среднеэоценового и позднеолигоцен-раннемиоценового. Центральный КП от 23°N до 18°N состоит из 9 отдельных гор (вероятно, вулканических построек), вытянутых вдоль единой линии в северо-северо-восточном направлении. [25; 29].

Надежные данные по ним отсутствуют. Южная часть Центрального КП и северная часть Южного КП довольно детально изучена нами в 4-х экспедициях. Южная часть Центрального КП (14° - 17° N) имеет сложное строение. Здесь выделяются вулканические постройки 3-х типов (щитовые вулканы и стратовулканы 1-го и 2-го типов), каждый из которых характеризуется своими особенностями геологического строения и вулканизма [10; 11; 27]. Щитовые вулканы характеризуются вулканизмом аналогичным магматизму океанических островов и поднятий; стратовулканы 2-го типа – щелочным вулканизмом; стратовулканы 1-го типа – островодужным вулканизмом. Возраст осадочных пород [27] на одном из щитовых вулканов (определения С.В. Точилиной по радиоляриям) соответствует маастрихтураннему палеоцену (62,5-60,0 млн. лет). Для вулканических пород с двух других щитовых вулканов изотопный возраст (К-Аг метод) составляет – $30,0 \pm 3$ млн. лет (трахит); $8,4 \pm 0,7$; $9,0 \pm 2$; $10,0 \pm 3$ и $12,0 \pm 4$ млн. лет (базальты). Эти определения указывают на наличие на щитовых вулканах 2-х периодов вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового. Возраст пород со щелочного вулкана (К-Аг метод) отвечает позднеолигоцену времени – $25,6 \pm 1,2$ (трахит) и $30,0 \pm 3$ (базальт) млн. лет. Время проявления островодужного вулканизма (стратовулканы 1-го типа) на хребте КП определяется как позднеоцен-раннеолигоценное на основании данных по скв. 448. Такое время определено по стратиграфическому разрезу скважины и по 4-м определениям изотопного (К-Аг и Аг-Аг методы) возраста для базальтов ($30,60 \pm 0,86$; $36,36 \pm 0,58$; $31,45 \pm 1,52$ и $34,88 \pm 1,60$ млн. лет), что хорошо соответствует положению базальтов в стратиграфическом разрезе [22]. В районе стыка хребта КП и Центрального разлома (район 14° N) В.В.Жигулевым [3] выделяется геотермическая аномалия с возрастом 25 млн. лет. В самой южной части Южного КП (район 9° N) были подняты интрузивные и метаморфические породы [2; 6; 20; 26]. Диориты (К-Аг метод)

характеризуются позднемезозойским возрастом (86; 87; 118; 125 млн. лет). Таким образом, в формировании и эволюции хребта КП можно выделить пять тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезозойский (центральная и самая южная часть КП); 2 – среднеэоценовый (Северный КП); 3 – позднеэоцен-раннеолигоценный (южная часть Центрального и Южный КП); 4 – позднеолигоцен-раннемиоценовый (Северный и Центральный КП); 5 – позднемиоценовый (Центральный КП). И только один из них (позднеэоцен-раннеолигоценный) отражает этап островодужного вулканизма

Западно-Марианский (ЗМ) хребет является частью Идзу-Марианской островодужной системы, обособленной от нее Марианским внутридуговым трогом. Время его образования и, соответственно, время активного вулканизма на Западно-Марианском хребте всеми геологами определяется практически одинаково – 20 (17)-12 (7) млн. лет, т.е. как ранний – поздний миоцен [14-16; 22; 24 и др]. На основании анализа геологических данных и, прежде всего, материалов бурения (скв.450, 451) мы также полагаем, что формирование ЗМ хребта приурочено к раннемиоцен-позднемиоценовому (?) тектоно-магматическому этапу.

Идзу- Марианская островная система обрамляет с востока ФМ. Согласно многочисленным геологическим данным [1; 15; 16; 19; 20; 22 и др.] в ее геологическом строении участвуют породы от позднего мезозоя до четвертичного времени. Островные дуги Идзу, и Марианская характеризуются современным вулканизмом. Иными словами, здесь можно обнаружить следы всех тектоно-магматических этапов, характерных для внутренней части ФМ, а также проявление современного – плейстоцен (плиоцен (?)) голоценового периода вулканической активности. Таким образом, в ФМ выделяется 7 тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезозойский; 2 – среднеэоценовый; 3 – позднеэоцен-раннеолигоценный; 4 –

позднеолигоцен-раннемиоценовый; 5 – раннемиоцен- среднемиоценовый 6 – позднемиоценовый-плиоценовый; 7 – плейстоцен (поздний плиоцен (?)) – современный. Каждый из этапов сыграл определенную (и разную) роль в формировании и эволюции впадины ФМ. Большинство этапов, выделенных в ФМ известны и в других окраинных морях.

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Евланов Ю.Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления. Владивосток, Дальнаука, 2000, 92с.
3. Жигулев В.В. Особенности строения земной коры центральной части Филиппинского моря как отражение геологической эволюции региона. Автореф. дисс. к.г-м.н. Хаб-ск. 1994. 22 с.
4. Карп Б.Я и др., Строение плато Урданет (Филиппинское море) по геолого-геофизическим данным // Докл. АН., 1995, Т. 341, № 1. С. 89-93.
5. Коновалов Ю.И. и др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоок. Геол 1987. № 5. С. 25-31.
6. Леликов Е.П., Маляренко А. Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. В-к. Дальнаука. 1994. 268 с.
7. Съедин В.Т Кайнозойский базальтоидный магматизм Япон. и Филип. морей. Автореф. дисс. к.г-м.н. Владивосток: ДВО РАН, 1986. 29 с.
8. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филип. море). // Матер. 35 Тектон. совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.217-220.
9. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности геологического строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филипп. море) // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 239-250.
10. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филип. море). // НАУКА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ – НАЧАЛО ВЕКА. Магадан, 2005. С.132-135.
11. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филип. море). // Матер. 39 Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т.2. С.273-276.
12. Съедин В.Т, Мельниченко Ю.И.. Разломы глубоководных котловин Филипп. моря. // Матер. 40 Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2007. Т.2. С.246
13. Съедин В.Т, Ханчук А.И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море // Тихоок. Геол 1989. № 5. С. 100-104.
14. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-восточной Азии: их геофизическая характеристика и структура. // История и происхождение окраинных морей. 27-ая сессия МГК. Т.6, Ч.2. М.: Наука, 1984. С. 30-44.
15. Шараськин А.Я. Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря. // История и происхождение окраинных морей. 27-ая сессия МГК. Т.6, Ч.2. М.: Наука, 1984. С. 44-58.
16. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемой эволюции коры и мантии М.: Наука. 1992. 163 с.
17. Щека С.А., и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН, 1986. Т. 286. № 2. С. 417-421
18. Deschams A.P et al., Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 503-516.
19. Deschams A., and Lallemond S. The West Philipp. Basin: an Eocene to Early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Geophys. Res. 2002. 107 JB 001706.
20. Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Ed. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, et al.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. 406 p.
21. Geology of the Northern Philippine Sea. Ed. T. Shiki. Tokyo: Tokai University Press, 1985. 288 p.
22. Initial Reports of the Deep Sea Drilling project. Wash. (U.S. Govern. Print. Off.). V. 6; 31; 58-60.
23. Isezaki. N and K.Okino Magnetic anomalies in the Philippine Sea // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 39-49.

24. Karig, D.E. Basin genesis in the Philippine Sea. // Initial Reports of the DSDP Wash. (U.S. Government Printing Office), 1975. V. 31. P. 857-879.
25. Kasuga S, Ohara Y. A new model of back-arc spreading in the Parece Vela Basin, northwest Pacific margin // The Island Arc. 1997. No. 6. P. 316-326.
26. Malyrenko A.N. and Lelikov E.P. Granites and associated rocks in the Philippine Sea and East China Sea // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P.311-328.
27. Melnichenko Y.I. et al. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillip. Sea. // ZEITSCHRIFT FUR GEOMORPHOLOGIE, Berlin-Stuttgart. 1999, v. 118, p. 183-192.
28. Okino K., et al., Evolution Shikoku Basin // J. Geomag. Geoelectr. 1994. V. 46. P. 463-479.
29. Okino K., et al.. A new scenareio of the Parece Vela Basin // Marine Geophysic. Res. 1998. 20. P. 21-40.
30. Ozima M. et al., Ar⁴⁰- Ar³⁹ age of rocks and the development mode of the Philippine Sea. // Nature.1977. Vol. 267. 30 June. P. 816-818.
31. Shcheka S.A., et al. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea Floor // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251-278.

СООТНОШЕНИЕ ХРУПКИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ХАРАМАТАЛОУСКОГО БЛОКА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).

Сычев С. Н.^а, Куликова К. В.^б

^аСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

(sychev1986@yandex.ru)

^бИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

(kulikova@geo.komisc.ru)

Введение

Главный Уральский разлом (ГУР) является шовной зоной крупнейшего глубинного шарьяжа, по которому симатические комплексы восточных зон Урала надвинуты на сиалическое основание западной части Восточно-Европейской плиты [3]. В южной части Полярного Урала ГУР отделяет Лемвинский аллохтон от Войкарского.

По реке Средний Кечпель и его притокам в подошве Войкарского офиолитового аллохтона наблюдаются метаморфические породы южной части Хараматалоуского блока, которые объединяются в две толщи, слагающие одноименные тектонические пластины (рис. 1).

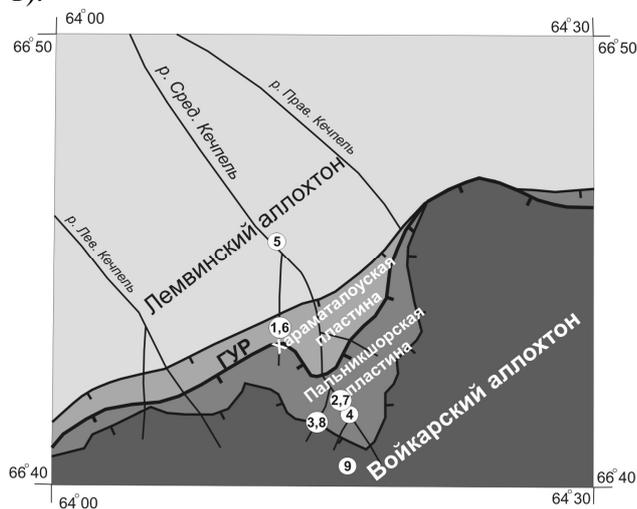


Рис. 1. Тектоническая схема района южной части Хараматалоуского блока.

Цифры в кружках обозначают номер азимутальной проекции на рис. 2.

Западная (хараматалоуская) толща сложена чередованием зеленых и углеродистых сланцев с редкими прослоями гранатовых амфиболитов. Восточная (пальникшорская) толща, начинающаяся с

пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, представлена чередованием гранат-глаукофановых кристаллосланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранат-амфибол-альбит-кварцевых кристаллосланцев, а также бластомилонитов. Выявлено, что субстратом для метаморфитов зоны ГУР являлись вулканогенно-осадочные породы, причем формирование вулканитов хараматалоуской толщи происходило во внутриплитной континентальной обстановке, а вулканитов пальникшорской толщи - в островодужной обстановке [8].

Как было показано ранее для более южных районов Полярного Урала в зоне ГУР и прилегающих тектонических единицах структурные парагенезисы были сформированы на разных этапах деформации [1,2,4,5,6,7].

Целью настоящего исследования является изучение структурной эволюции зоны ГУР и прилегающих тектонических единиц в южной части Хараматалоуского блока.

Структурная характеристика зоны ГУР

В ходе полевых работ нами производилось изучение геометрических характеристик складчатых структур и индикаторов перемещений в зонах смятия - шарниров мелкой складчатости, осей вращения линз скольжения и плоскостей сопряженных трещин. По последним затем высчитались оси сжатия [10].

Нами выявлены два главных типа структур - ранние пластические деформации, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам. При анализе

структурных данных было выделено шесть стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса, и установлено, что единичными (сквозными) являются структурные парагенезисы последней стадии.

Пластические деформации доколлизийного этапа (стадия D_{n+1}), зафиксированные в породах более южного массива Хордьюс [1,2,7], в данной работе не рассматриваются.

Пластические деформации раннего коллизийного этапа (стадия D_{n+2})

наблюдаются в породах хараматалоуской и пальникшорской толщ и апопальникшорских милонитах в подошве Войкарского аллохтона. В породах Хараматалоуской пластины имеется следующий рисунок пластических деформаций: шарниры b_{n+2} мелкой складчатости F_{n+2} преимущественно субвертикальны $70-80^\circ$ (рис. 2 аз.пр. 1), что объясняется крутыми падениями плоскостных элементов пластины ($80-85^\circ$).

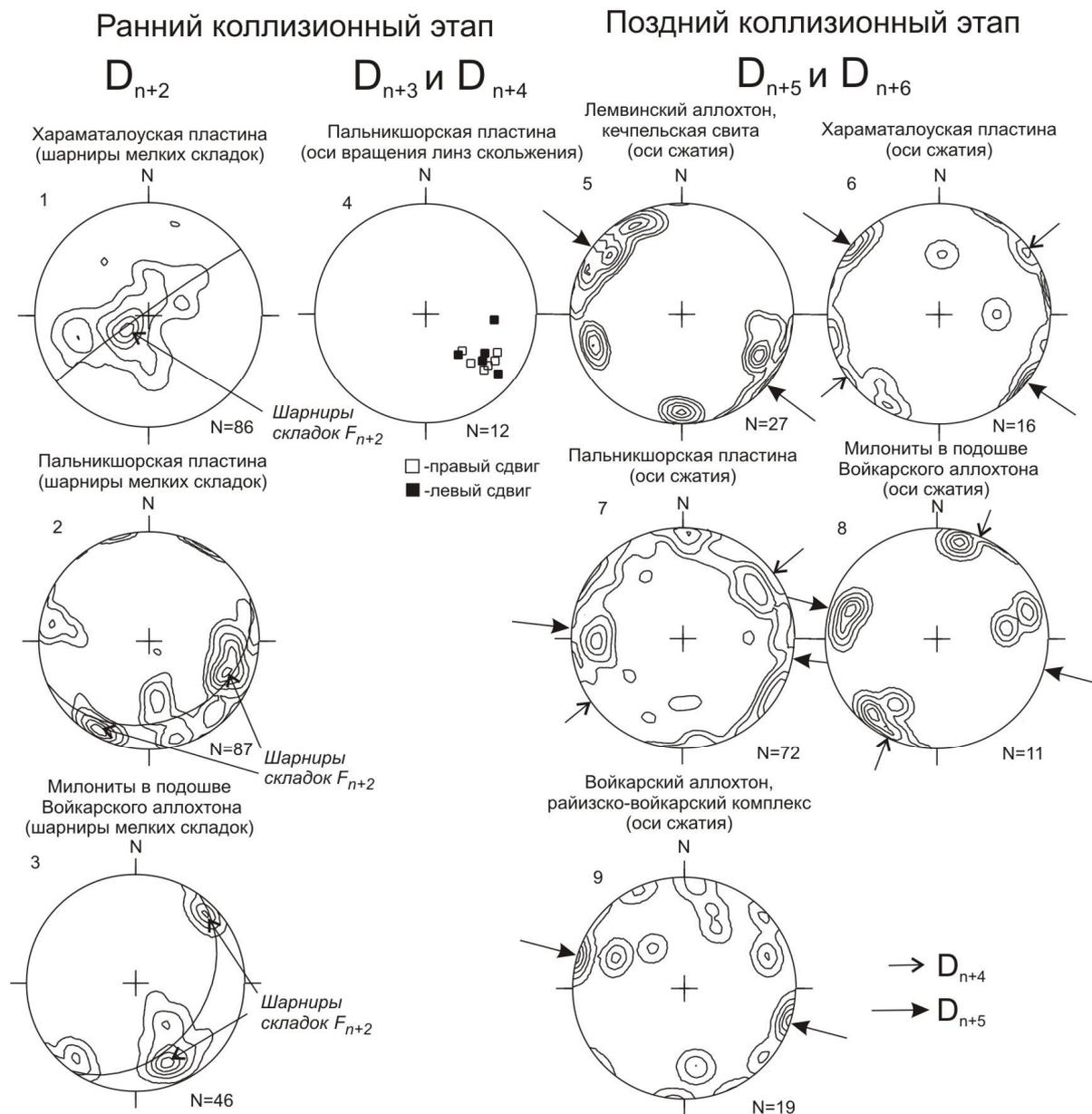
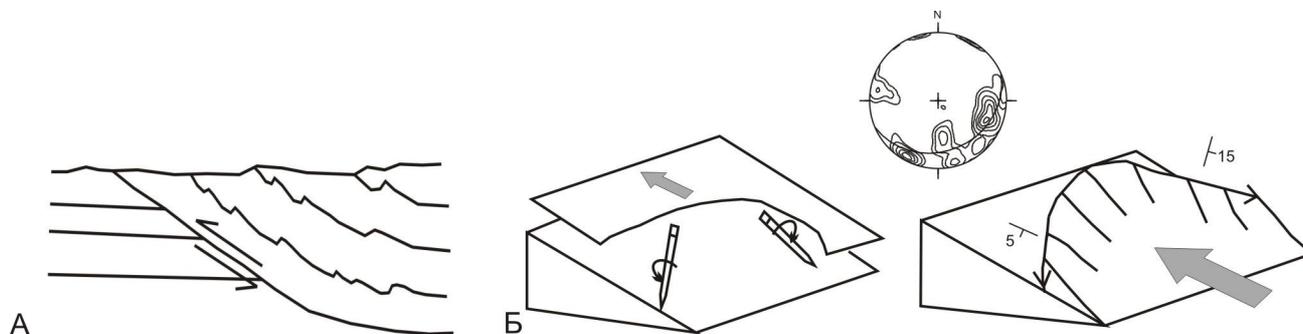


Рис. 2. Азимутальные проекции шарниров мелкой складчатости, осей вращения линз скольжения и осей сжатия (нижняя полусфера). Стрелками показаны оси сжатия.

В Пальникшорской пластине и милонитах мелкие складки F_{n+2} характеризуются пологими ($10-20^\circ$) шарнирами, погружающимися преимущественно к юго-востоку (рис. 2 аз.пр. 2,3). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена (рис. 3), которая применялась нами и ранее для

[9]. При этом происходило изгибание и вращение на крыльях всей толщи (два симметричных максимума на азимутальной проекции) с последующим пережимом в центральной части (менее выраженный максимум между двумя ярко выраженными). Именно эти пластические деформации фиксируют региональное



более южных районов Полярного Урала [2,4,7], показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании

надвигообразование – основной этап формирования структуры Урала.

Рис. 3. Модель Хансена [9]. А – разрез показывающий развитие ассиметричных складок. Б – иллюстрация, объясняющая различную вергентность складок простирающихся в одной плоскости. Приведена азимутальная проекция для Пальникшорской пластины, максимумы соответствуют элементам залегания, вынесенным на рисунок

Более поздние пластические деформации (стадия D_{n+3} и D_{n+4}) интерпретированы в породах пальникшорской толщи по осям вращения линз скольжения. Оси вращения линз скольжения (рис. 2 аз.пр. 4) погружаются на ЮВ под углами $30-40^\circ$ и указывают на правосдвиговые смещения на стадии D_{n+3} и левосдвиговые смещения на стадии D_{n+4} , этот вывод сделан по анализу их формы (Z и S структуры). Определение последовательности изначально правого, а потом левого сдвига проведено нами по анализу ориентировок осей сжатия для зоны ГУР в районе массива Хордьюс. Зона ГУР в этом районе располагается субмеридионально, в отличие от южной части Хараматалоуского блока, где она простирается с северо-востока на юго-запад (рис. 1). Оси сжатия, фиксирующие правый сдвиг (СВ-ЮЗ), перекрыты левосдвиговыми осями сжатия (СЗ-ЮВ) [6]. Следовательно, на раннем коллизионном этапе, но на более поздних стадиях ГУР и другие разломы, параллельные ему были сначала правосторонними сдвигами, а потом

поменяли ориентировку и стали левосторонними.

Хрупкие деформации (сопряженные трещины) наблюдаются во всех рассматриваемых тектонических единицах. У вычисленных осей сжатия по сопряженным трещинам переменная ориентировка (рис. 2 аз.пр. 5-9). Оси сжатия с СЗ-ЮВ направлением образуют широкое поле распределения, тогда как СВ-ЮЗ оси выявлены, главным образом, в метаморфических толщах, обрамляющих зону ГУР. В ходе полевых наблюдений отмечено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ-ЮВ направления смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ-ЮЗ направления, поэтому оси сжатия СВ-ЮЗ простираения интерпретируются как начальная стадия хрупкой деформации (стадия D_{n+5}), тогда как СЗ-ЮВ ориентировки представляют более конечную стадию деформации (стадия D_{n+6}).

На стадии D_{n+5} (рис. 2 аз.пр. 6-8) сжимающие напряжения были направлены вдоль зоны ГУР, эта ориентировка

образовалась, скорее всего, вследствие неравномерного, с «заливами» надвигания палеоокеанических комплексов на палеоконтинентальные. Клиновидная форма метаморфических толщ, примыкающих к зоне ГУР (рис. 1), и

предположение. На стадии D_{n+6} (рис. 2 аз.пр. 5-9) сжимающие напряжения поменяли ориентировку и стали перпендикулярными простиранию зоны ГУР. Такое изменение ориентировки оси сжатия вероятно связано с возобновлением

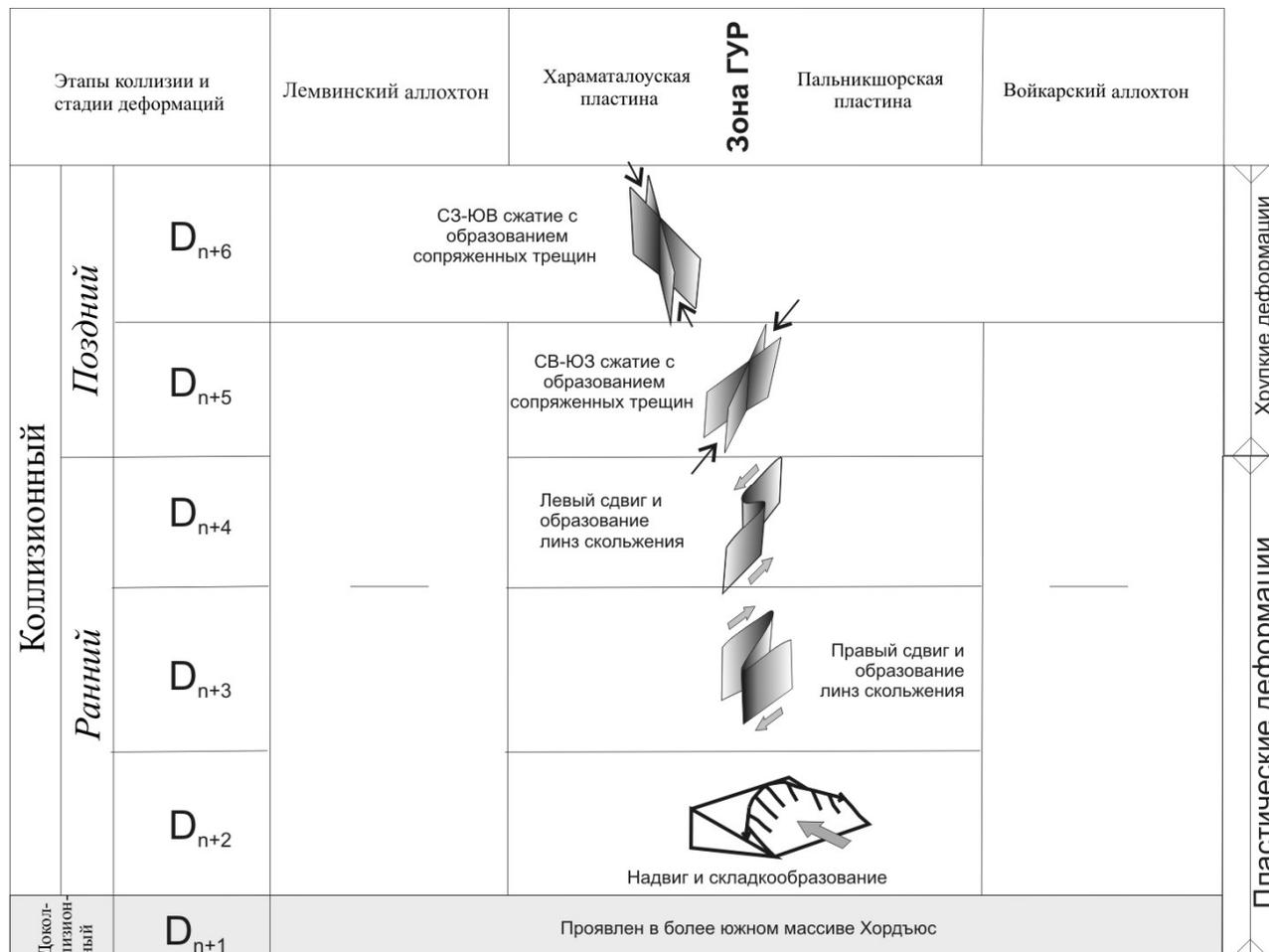


Рис. 4. Структурная эволюция зоны ГУР и прилегающих тектонических единиц

действия поперечных напряжений в ходе коллизионного процесса.

Структурное развитие зоны ГУР изображено на рисунке 4.

Выводы

1. В породах южной части Хараматалоуского блока идентифицировано пять стадий деформации.
2. Проявлено три стадии пластических деформаций (ранний коллизионный этап) и две стадии хрупких деформаций (поздний коллизионный этап).
3. Стадии $D_{n+2} \rightarrow D_{n+5}$ деформаций выявлены только в тектонических единицах обрамляющих зону ГУР. Стадия D_{n+6} проявлена на всей изученной площади.

4. На стадии D_{n+2} происходило региональное надвигообразование; на стадии D_{n+3} ГУР и параллельные ему разломы были правосторонними сдвигами, тогда как на стадии D_{n+4} поменяли ориентировку и стали левосторонними; на стадии D_{n+5} происходило сжатие вдоль зоны ГУР, а после этого на стадии D_{n+6} возобновились поперечные сжимающие напряжения.

Работа выполнялась в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН, ГИН РАН и частично СПбГУ.

Литература

1. Куликова К.В., Сычев С.Н. Доколлизийная метаморфическая история массива Хордьюс (Полярный Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т.1. С. 354-355.
2. Куликова К.В., Сычев С.Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород зоны Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. Вып. 6. С. 15-44. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН; Вып. 127).
3. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-30.
4. Сычев С.Н. Зона западного контакта Дзеляюского террейна (пластины) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155-158.
5. Сычев С.Н., Куликова К.В. Коллизийная эволюция Пальникшорского террейна (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 326-330.
6. Сычев С.Н. Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160-163.
7. Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 330-334.
8. Турков К.А., Куликова К.В. Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 178-180.
9. Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology. – NJ.: Prentice Hall, 1988. – 446 p.
10. Ramsay J. G., Huber M. I. The Techniques of Modern Structural Geology. -V.1: Strain Analysis. - London: Academic Press, 1983. – 307 p.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ХАБАРОВСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ («ДЕРСУ»)

Сушкин Л.Б.

Русское Географическое Общество, Хабаровское отделение, Хабаровск (sushkinl@rambler.ru)

Выявленные за последние десятилетия многочисленные ударно - астероидные и метеоритные (импактные) структуры в разных районах мира, в т. ч. Урала и Сибири [3, 4, 5, 7,18] позволяют по-новому рассмотреть и ряд морфоструктур Дальнего Востока России.

По оценкам специалистов, исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [3, 4, 15, 18], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее всего актуально для Дальнего Востока, на обширной территории которого установлены на сегодня лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в юго-восточной Якутии, и среднемеозойский кратер Лабынкыр (30 / 60 км) -в Северном Приохотье [4, 14].

Такое положение в значительной мере обусловлено сложностью геологического строения и активной геодинамикой большей части региона, приводящей к быстрой в геологическом смысле эрозии следов космических ударов на поверхности Земли. Наряду с этими природными факторами и слабой населённостью территории Дальнего Востока, очевидно и отсутствие в регионе целенаправленных исследований космогенных структур.

Вместе с тем, имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в регионе гораздо более крупной космогенной структуры, предположительно, позднемеозойского возраста.

Анализ широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и

масштабных структур Дальневосточного региона – Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы ?) [11,12, 13,14] - диаметром 100 / 280 км. Её центральная часть отчётливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан, видимо, составлявшими некогда единый кольцевой хребет. Эродированный юго - западный сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе города Фуюань, где представлен в излучине рр. Амура и Уссури низкогорным массивом г. Илигашань (Рис. 1). Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчётливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км, проходящего по правобережью верховья р. Хор, в т. ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам - останцам Матай на юге, и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет гораздо более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (в т. ч. брекчий «грис») [3, 4, 5, 14, 15], признаками ударного метаморфизма, а также находками в её пределах метеоритного железа [11,12,16], сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах её обрамления (цагайская серия) [11, 12, 13], совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др. Закономерно также

расположение вокруг неё в обогащённых углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе - с беспрецедентно высоким

содержанием иридия: Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно - Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония) [1, 2, 11, 12, 13, 14] (Рис. 3).

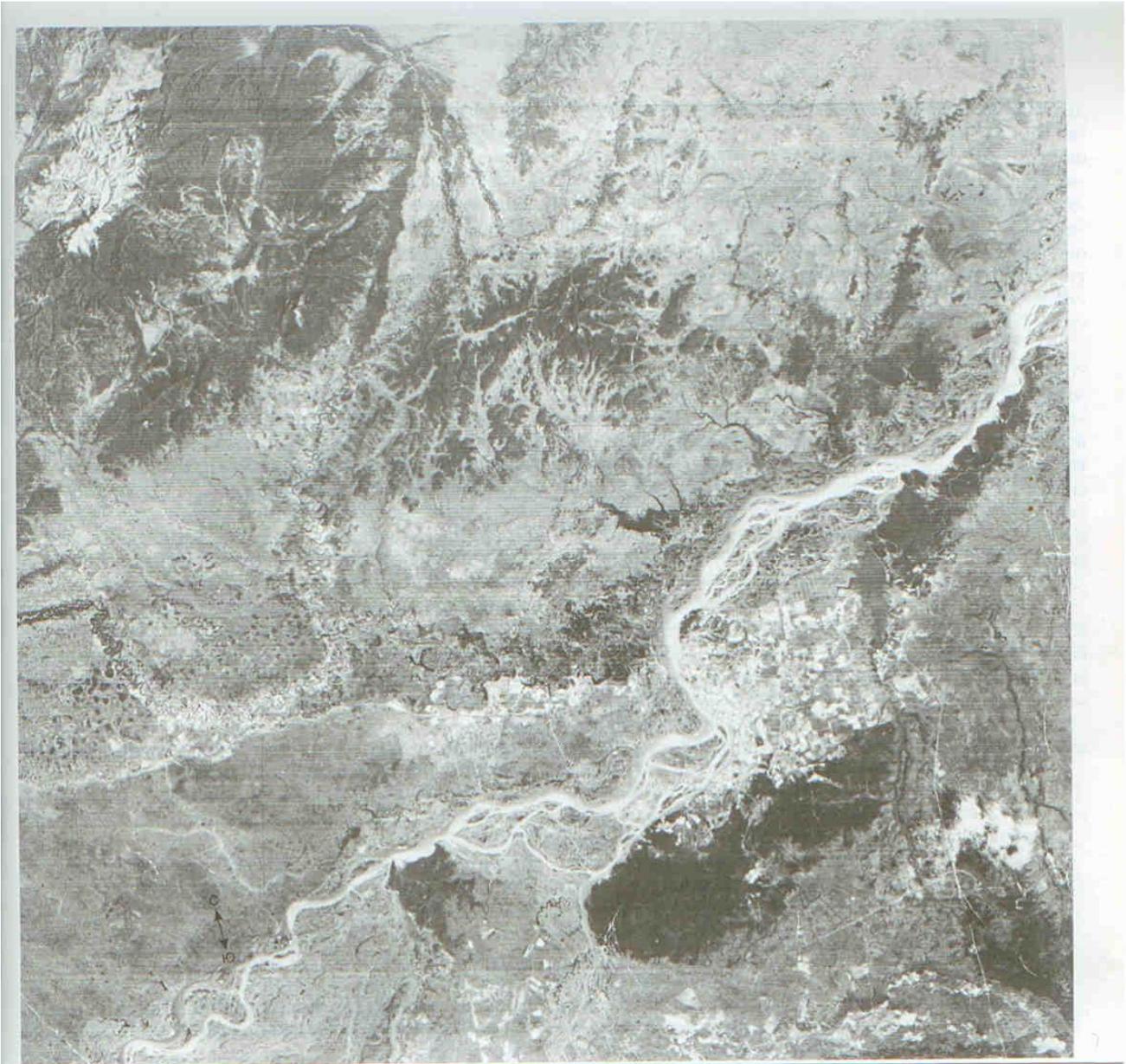


Рис 1. Вид центральной части Хабаровской астроблемы. Космоснимок NASA LANDSAT, 17августа 1977 г. На юге видна тёмная дуга горной тайги хребта Хехцир, на севере - дуга хребта Вандан. В 1 см -10 км.

Благодаря своей контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих

топографических аэрокосмофотоматериалах. (Рис. 1).

Координаты центра астроблемы $48^{\circ} 40'$ с. ш, 135° в. д. (Рис. 2). Ёё центральный ударно - взрывной кратер имеет форму субмеридионального овала размером 100×90 км, при современной его глубине до 950 м.

Предполагаемый - по совокупности геологических данных (в т. ч., по возрасту заполняющего комплекса)

позднемезозойский возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы Дерсу), очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вопрос возраста требует более глубокого изучения.

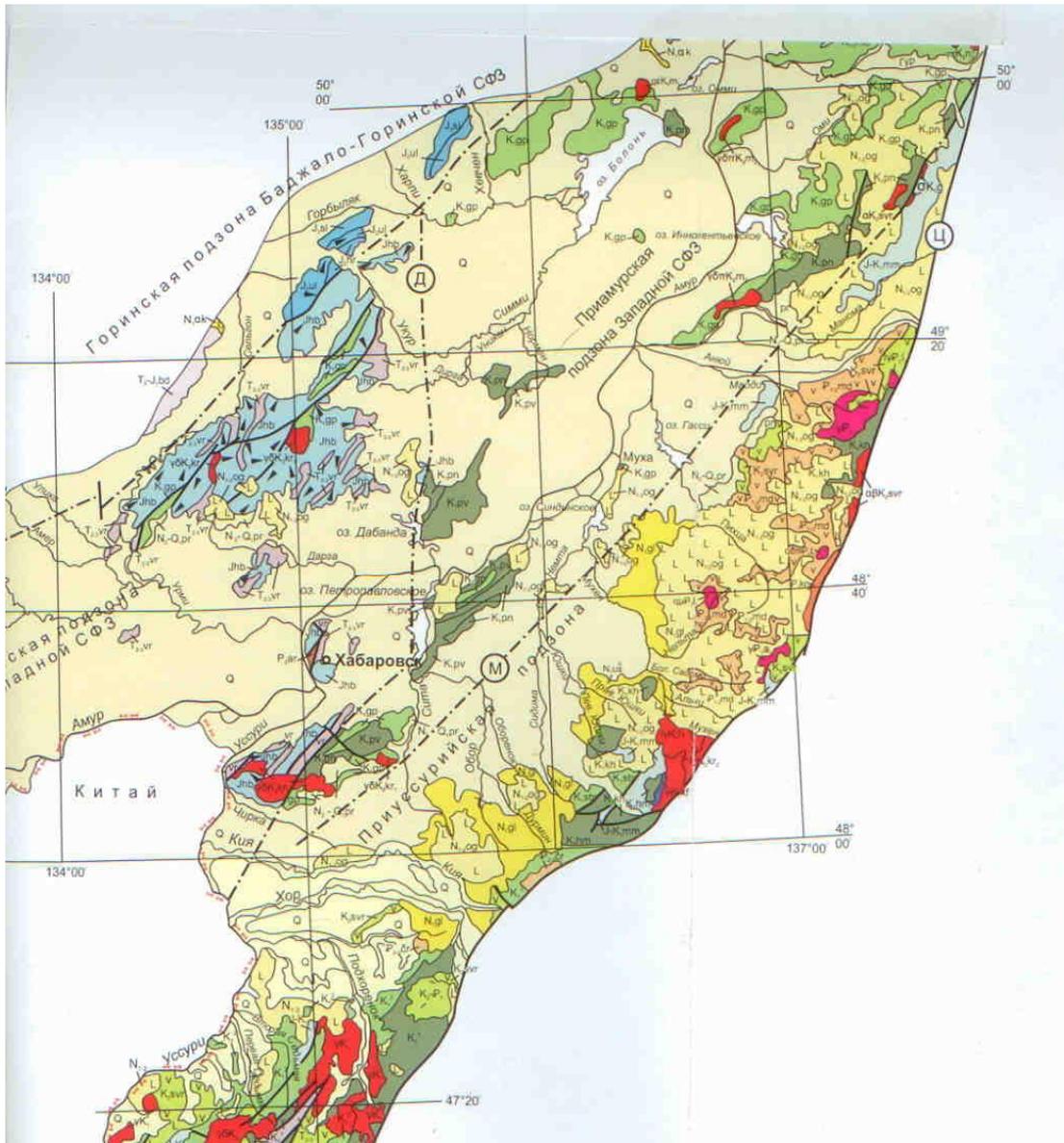


Рис 2. Схематизированная геологическая карта района Хабаровской астроблемы [По ГГК... 2008, 6, 10]

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов

цагайанской серии глинистых пород неясной природы с аномальным изумрудно -

зелёным цветом. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово - зелёными глинами, установленными Уолтером Альваресом в пограничных мел -

палеогеновых разрезах, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений иридия [17].

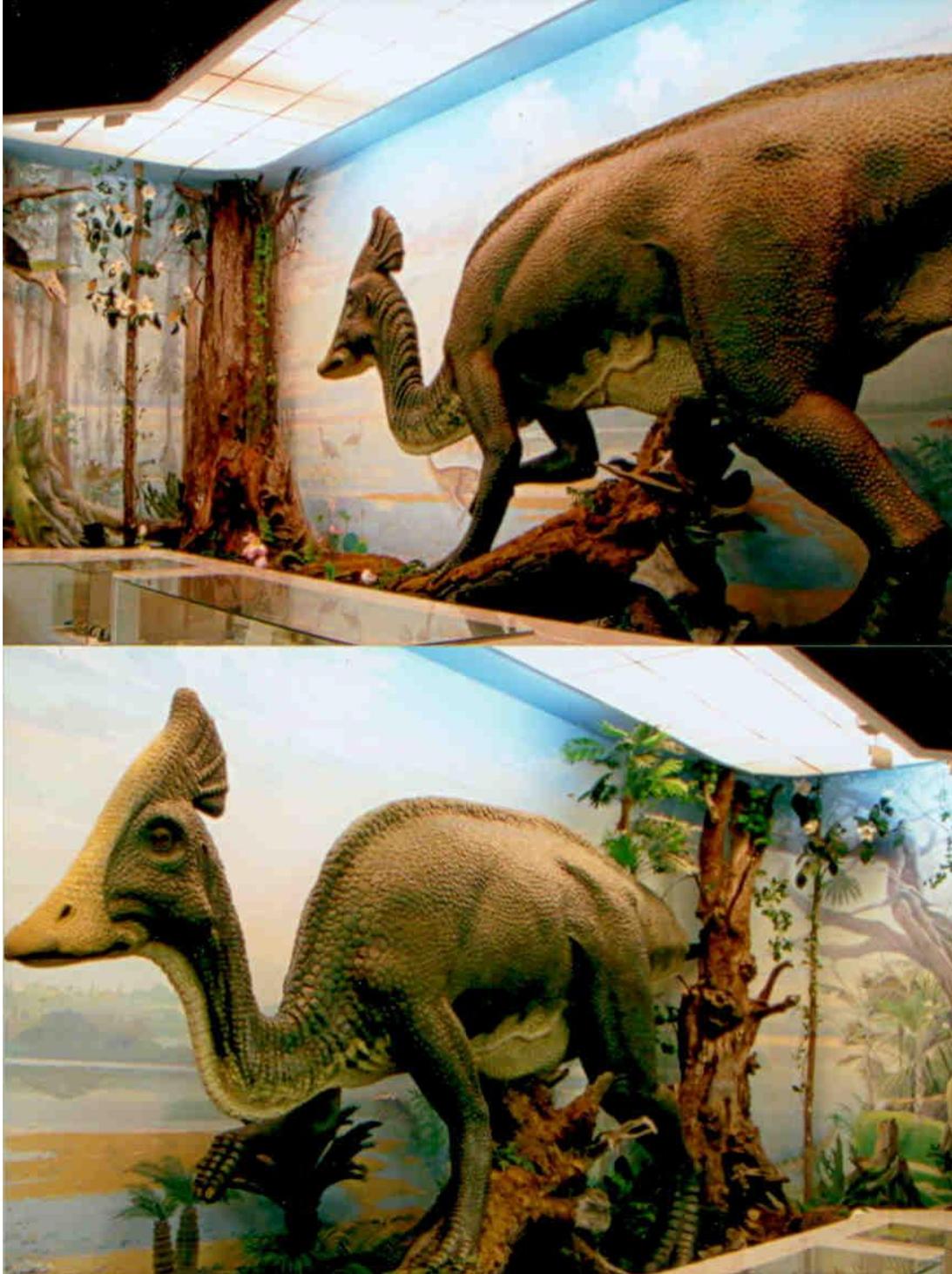


Рис.3 Приамурский гадрозавр *Olorotitan Arharensis*. Экспозиция Музея Амура, г. Хабаровск

Представленная в дальневосточных захоронениях фауна позднемезозойских динозавров имеет очень много общего с видами, детально изученными в захоронениях на территории США и Канады [20], наиболее ярким из которых является *Olorotitan Arharensis* – самый крупный гадрозавр, обнаруженный ныне за пределами Северной Америки (Рис.3).

Считающийся ныне одним из крупнейших в мире, и « главным убийцей динозавров » астероидный кратер Чикскулюб на Юкатане - практически недоступен для визуального наблюдения, так как находится на большой глубине, выявлен лишь геофизическими и буровыми исследованиями и значительная его часть скрыта водами Мексиканского залива.

В отличие от астроблемы Чикскулюб, - ничуть не уступающая ей по размерам и очень близкая по возрасту Хабаровская астроблема обладает очень выразительным, прекрасно отпрепарированным рельефом (современной глубиной ≈ 1 км !), и расположена в хорошо доступном районе на оживлённом международном перекрёстке. Как и в Северной Америке, - Хабаровская астроблема окружена по периферии с разных сторон (от реки Зеи на западе – до Сахалина и Японии на востоке) - целой серией « кладбищ динозавров » - в том числе несущих в себе явные признаки скоротечного катастрофического события.

Таким образом, масштаб Хабаровской структуры (\varnothing 280 - 300 км !?), даже при всей неполноте имеющихся предварительных данных, вместе с тем, вероятно, указывает на то, что в данном случае мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), образование которой не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогеологических и экологических последствий.

Учитывая колоссальное количество рассеянного в окружающем пространстве чужеродного космогенного вещества, (в

основном - железа), установленный в пределах Хабаровской структуры аномальный уровень эманирования радиоактивного газа радона, а с другой стороны, - острый дефицит ряда легкоподвижных элементов, (в т. ч. йода, селена), очень важных для жизнедеятельности человека, - особого внимания требуют проведение глубоких исследований по влиянию этих аномалий на здоровье населения данного района, его охрана, разностороннего экологического мониторинга окружающей природной среды.

Положение в самом центре Хабаровской астроблемы не только крупного города (столицы ДВФО РФ) и научного центра, но также Хехцирского биосферного заповедника и природного заказника, создаёт уникальные возможности для проведения здесь глубоких исследований по возможному воздействию негативных факторов крупных космогенных событий, (в т. ч. астероидных ударов) как на биосферу, так и на человеческое сообщество.

Приходится признать, что исследование Хабаровской астроблемы находится лишь на самом начальном этапе, но масштабы этой грандиозной структуры таковы, что потребуют, очевидно, многолетних усилий, в том числе силами международных научных коллективов.

Сверхдоступность Хабаровской космогенной структуры, возможно, - одной из крупнейших на нашей планете, положение её на границе великих стран и оживлённом перекрёстке международного общения открывает новые широкие горизонты для плодотворного международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

Литература

1. Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа, № 5, 2007, с. 29 – 30.
2. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. АмурКНИИ ДВО АН СССР, Благовещенск, 1988, 38 с.

3. Вишнеvский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007, 288 с.
4. Геология астроблем. Л. Недра, 1980, 231 с.
5. Гигантские астроблемы России. СПб. ВСЕГЕИ, 1994, 21 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М -53 / Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП «Дальгеофизика», 2008 г.
7. Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отеч. геология, 2006, № 1, с. 78 – 82.
8. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигаийской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Приамурское географическое общество, Хабаровск, 2004, 52 с.
12. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск, 2004, № 1, с. 92 – 105.
13. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России// Геологические опасности: XV Всеросс. Конфер. с межд. участием, Тез. докл. Архангельск, 2009.
14. Сушкин Л.Б. О природе некоторых крупных кольцевых морфоструктур Российского Приамурья// Современные проблемы регионального развития: III Междунар. Конфер, Тез. докл. Биробиджан, 2010. С. 85-86.
15. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М: МГУ, 1990. 299 с.
16. Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, 200 с.
17. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. And Michel H.V. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous / Tertiary extinction. Science, 208: P. 1095 – 1108.
18. Australian Impact Structures. AGSO Journal, 1996, vol.16, N 4, Canberra.
19. Shoemaker E, Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin. Bavaria, Germany// Journal of Geophysical Research. 1961. V. 71. P. 3371 – 3378.
20. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. Geological Society of America, Special. Paper 137, 2008, 213 p.